

22251

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ \* FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BALIKÇILIK TEKNOLOJİSİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

BALIKÇILIK TEKNOLOJİSİ MÜHENDİSLİĞİ PROGRAMI

"UPWELLİNG" SİRKÜLASYONUNUN TANIMLANMASI

VE GÜNEYDOĞU KARADENİZ (TRABZON) KIYILARINDA

VARLIĞININ TESBİTİ ÜZERİNE BİR ARAŞTIRMA

Balık.Tekn.Müh. Cöşkun ERÜZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
"Balıkçılık Teknolojisi Yüksek Mühendisi"  
Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 10.01.1992

Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 06.02.1992

Tezin Danışmanı : Doç.Dr.H.Fehmi DURUKANOĞLU



Jüri Üyesi : Doç.Dr.Hikmet KARAÇAM



Jüri Üyesi : Doç.Dr.Ertuğ DÜZGÜNEŞ



Enstitü Müdürü : Doç.Dr.Temel SAVAŞKAN



Ocak - 1992

TRABZON

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU  
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

## ÖNSÖZ

Bu tez çalışması, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Balıkçılık Teknolojisi Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans programında yapılmıştır.

Bu çalışmada; kıyısız okyanuslarda dikey su sirkülasyonu ve biyolojik verimliliğin artmasında önemli bir etkiye sahip "upwelling" olayı, tanımlanmış ve genel olarak tüm Karadeniz havzası, özel olarak ise Güneydoğu Karadeniz (Trabzon) kıyılarında upwellingin oluşup oluşmadığı araştırılmıştır. Bu çalışma Karadeniz için, bir pilot çalışma olması amacıyla yapılmıştır. Upwellingin Karadeniz'de oluşumunu detaylı olarak inceleyebilmek için, Karadenizi çevreleyen kıyıların tamamında rüzgâr hızları ve derinliğe bağlı olarak; su sıcaklığı, oksijen, hidrojen sülfid ve diğer parametrelerin değişimi, en az bir yıl boyunca tesbit edilerek değerlendirilmesi gereklidir. Yapılmış olan, bu ön çalışmanın bundan sonra yapılacak daha kapsamlı çalışmalara katkıda bulunacağına inanılmaktadır.

Bu çalışmada, yardım ve desteklerini esirgemeyen sayın Doç. Dr. H. Fehmi Durukanoğlu'na, Öğ. Gör. Ferit Candeger'e ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Yüksek Okulu Araştırma Görevlilerine teşekkür ederim.

Ocak 1992

Coşkun Erüz

## İÇİNDEKİLER

### Sayfa No

ÖNSÖZ .....	II
ÖZET .....	V
SUMMARY .....	VI
1. GİRİŞ .....	1
1.1. Upwelling .....	1
1.1.1. Upwellingin Tanımı .....	1
1.1.2. Upwelling Cepheleeri .....	5
1.1.3. Upwellingin Önemi .....	8
1.2. Akıntılar .....	9
1.2.1. Bir Kuvvet Tarafından Oluşturulan Akıntılar ...	9
1.2.2. Rüzgâr Akıntıları .....	10
1.3. Sirkülasyon Tipleri ve Upwelling Sirkülasyonu ...	16
1.3.1. Derin Su Sirkülasyonu .....	16
1.3.2. Eşik Havzalar ve İç Denizlerde Su Sirkülasyonu	17
1.3.3. Upwelling Sirkülasyonu .....	19
1.4. Upwelling Ortamları ve Genel Özellikleri .....	22
1.4.1. Fiziksel Ortam .....	22
1.4.1.1. Okyanus Kıyılarında Sıcaklık ve Tuzluluk	22
1.4.1.2. Okyanuslarda Oksijen Dağılımı .....	25
1.4.2. Okyanuslarda Tabaka Yapısı .....	27
1.4.3. Büyük Upwelling Bölgeleri .....	29
1.5. Upwellingin Oluşumu ve Şiddeti .....	30
1.5.1. Upwellingin Oluşumu .....	30
1.5.2. Küresel İklim Değişimi ve Upwellingin Şiddeti	35
1.6. Upwellingin Etkileri .....	36
1.6.1. Minimum Oksijenli Ortamlarda Upwellingin Balık Populasyonlarının Dağılımına Etkisi .....	36
1.6.1.1. Tropikal Ortamda Yüzeyaltı, Minimum Oksijenli Tabakada Oluşan Upwelling .....	37

1.6.1.2. Oksijenin Organik Sedimentler Tarafından Tüketildiği Zemin Sularında Upwelling ....	39
1.6.2. Upwelling Cephelerinin Canlı Gelişimine Etkisi	41
1.6.3. Upwellingin Genel Etkileri .....	42
1.7. KARADENİZ.....	44
1.7.1. Konum ve Boyutu.....	44
1.7.2. Karadenizin Oşinografik Özellikleri.....	44
1.7.2.1. Su Dengesi.....	44
1.7.2.2. Yüzey Akıntıları.....	45
1.7.2.3. Su Kütlelerinin Sirkülasyonu.....	49
1.7.2.4. Karadenizin Diğer Oşinografik Özellikleri...	53
1.7.3. Karadeniz'de Meteorolojik Durum.....	61
1.7.4. Karadenizde Upwelling Koşulları ve Muhtemel Upwelling Bölgeleri.....	61
1.7.5. Doğu Karadeniz Kıyılarında Upwelling.....	68
2. VERİLERİN DERLENMESİ VE DEĞERLENDİRİLMESİ.....	70
2.1. Verilerin Derlenmesi.....	70
2.2. Verilerin Değerlendirilmesi.....	73
3. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	78
SÖZLÜK .....	81
KAYNAKLAR.....	83
ÖZGEÇMİŞ.....	88

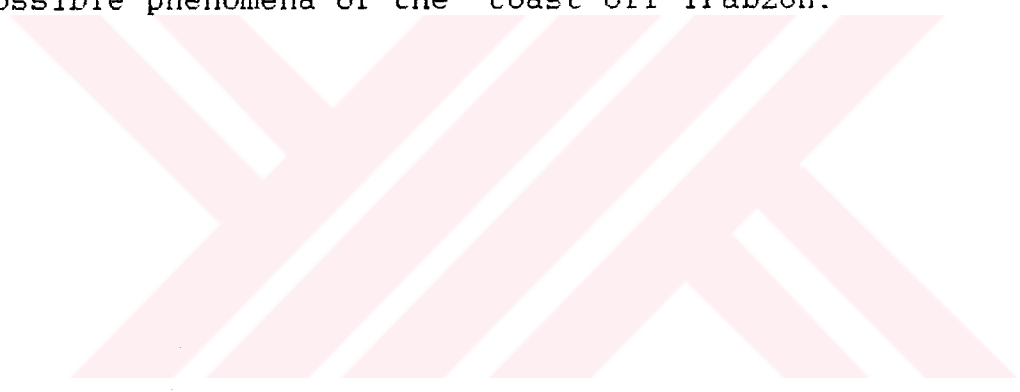
## ÖZET

Bu çalışmada, kıyusal okyanus sirkülasyonunda önemli bir yer teşkil eden upwelling sirkülasyonu incelenerek Karadeniz'de oluşup oluşmadığı araştırılmıştır.

Tezin birinci bölümü; upwellingin genel tanımı ve upwellingin oluşması için gerekli şartları içermektedir. İkinci bölümde; deniz suyunun sıcaklık, tuzluluk ve oksijen değerlerinin uzaysal ve zamansal değişimleri, ortam çalışmasıyla belirlendi. Ortam çalışması ile elde edilen değerler, upwellingle ilgili bazı bağıntılar kullanılarak hesaplandı. Hesaplanan sonuçların değerlendirilmesi neticesinde; çalışma sahasında (Trabzon kıyılarında) "upwelling" olayının görülmediği ispatlandı.

## SUMMARY

In this research the general description and condition of upwelling occurrence in the ocean especially in the Blacksea were studied. Some oceanographic parameters such as temperature, salinity and oxygen changes in sea water also wind stress and direction were measured in situ at research area. All of the results were obtained by means of some equations which are related by long term upwelling. As a result it was determined that upwelling event was an impossible phenomena of the coast off Trabzon.



## 1.GİRİŞ

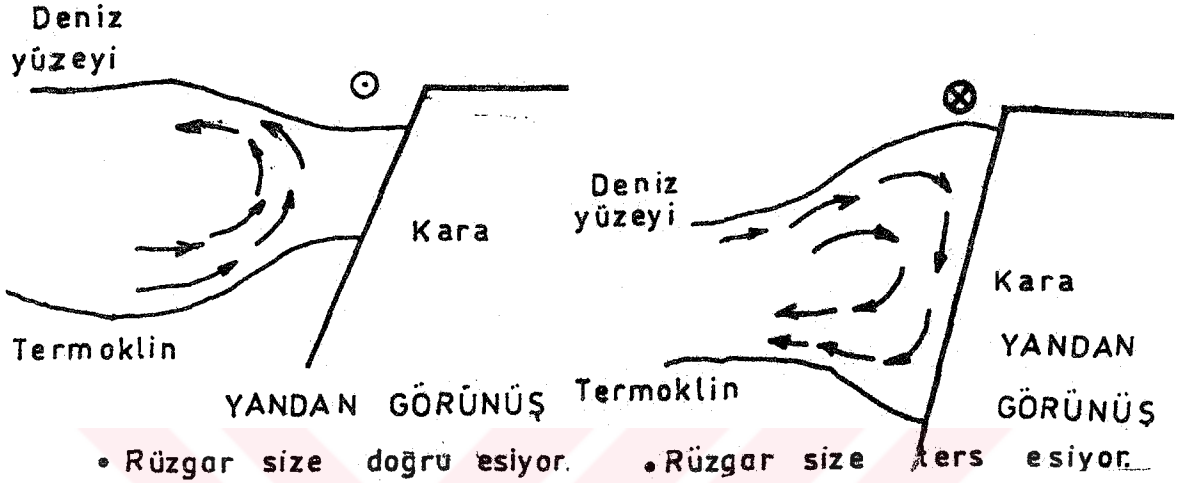
### 1.1 "Upwelling"

#### 1.1.1. Upwellingin Tanımı

Bir tür yüzey akıntısı olan "upwelling"; belirli bir hacim içersindeki suyun, dikey hareketle yüzeye taşınması ve yüzey tabakası üzerinde yatay hareket etmesi şeklinde açıklanabilir. Upwellingin tersi olan düşey akıntıya ise "sinking" yada "downwelling" adı verilir.

Rüzgârın neden olduğu upwelling akıntıları koriolis kuvveti tesiriyle kuzey yarı kürede sağa doğru, güney yarı kürede ise sola doğru saptırılır. Saptırıcı etki ekvatoryal akıntıları kutupsal yönde saptırırken uygun kutupsal akıntıları da kıyıdan açığa doğru hareket edecek şekilde saptırır (Şekil 1.a). Sapma miktarı, rüzgârın esme yönü, akıntının sapmadan önceki hareket yönü ve kıyının konumuna göre değişim gösterir. Upwellinge göre ters bir yapıya sahip "sinking" olayında, rüzgâr etkisindeki yüzey sularının hareketi açıkdenizden kıyıya doğrudur ki, bu olay sonucu kıyısız su ortamlarında kabarma ve sahil bölgelerinde suyun karaya doğru aktığı görülür (Şekil 1.b). "Sinking" olayı pinoklin tabakasının sığlaşmasını ve kıyıya yakın bölgelerde nehirlerden su boşalmasını kontrol eder. Bu tür akıntılar upwelling kadar etkili ve yaygın olmamakla birlikte rüzgârın esme yönüne bağlı olarak görülebilir. "Sinking" akıntısına kışın Pasifik'te Washington-Oregon kıyılarında görülen "Davitsen akıntısı" örnek olarak verilebilir. Açık denizde "upwelling" genellikle ekvatoryal bölgelerde görülür. Rüzgâr etkisiyle meydana gelen ekvatoryal upwellingin ikincil etmenlerinden birisi de koriolis kuvvetidir. Ekvatora paralel, batı yönünde hareket eden akıntılar kuzey yarıkürede kuzeye doğru saptırılırken,

güney yarıkürede ise sapma güneye doğrudur. Saptırılma sonucu ekvatorдан uzaklaşan yüzey sularının yerini, "upwelling" daha derinden gelen dip tabaka suları alır.



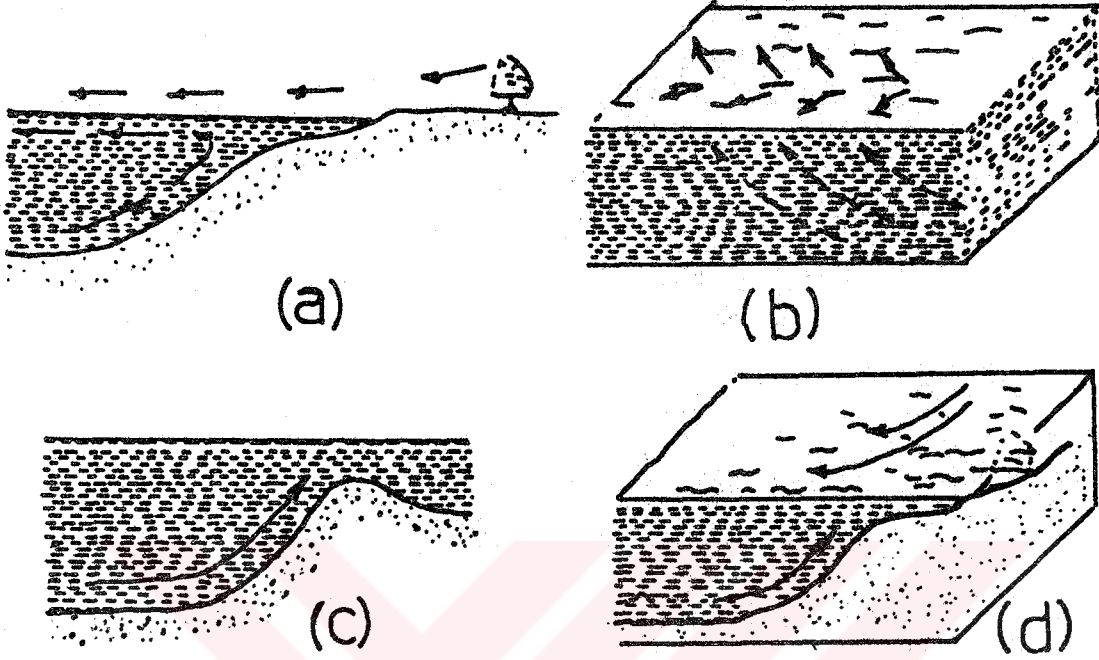
Sekil 1. Kuzey yarı kürede rüzgâr etkisindeki "upwelling" (a) ve sinking (b). Deniz yüzeyinin eğimi ve termoklin tabakası konunun anlaşılması amacıyla abartılı olarak yapılmıştır.

Kıyısız bölgelerde "upwelling"; rüzgârların yüzey sularına tesirinden, deniz dibi engellerinden ve dünyanın kendi eksenini etrafında dönmesi sonucunda meydana gelen koriolis kuvvetinin mevcut akıntıları saptırması sonucu oluşabilir (Sekil 2 ).

Sahillerde karaların kıyısız uzantıları ve sığlık zeminler su hareketlerini sınırlayıcı etki gösterirler. Sahilde, kıyıya paralel olarak esen rüzgârların etkisiyle; esme doğrultusuna göre; kıyının Kuzey Yarıkürede solda , Güney Yarıkürede sağda olması koşuluyla, oluşan yüzey su akıntısının yönü, koriolis kuvvetinin saptırması sonucunda kıyidan açığa doğrudur. Yüzey suyunun açığa taşınımı esnasında kıyıya yakın kesimlerde dip tabakalardan yüzeye doğru dikey bir su hareketi oluşur. Bu dikey su hareketi 100-200 m'ye varan bir derinlikten başlamak suretiyle yüzeye



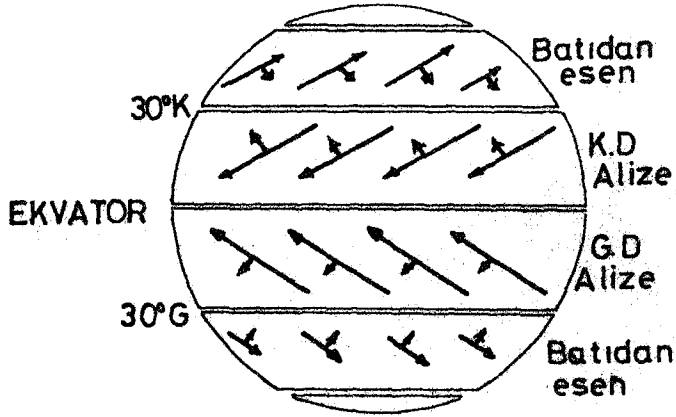
cıkar ve yüzeyde açığa doğru tasınan suyun yerini alır. Bu olay sonucunda yüzey tabakası ile yüzey altı tabakaları arasında hızlı ve etkili bir karışım gerçekleşir.



Sekil 2. "Upwelling" olayının oluşumunu etkileyen faktörler ( a: rüzgâr, b: Divergens, c: dip engeli, d: koriolis kuvveti) (1).

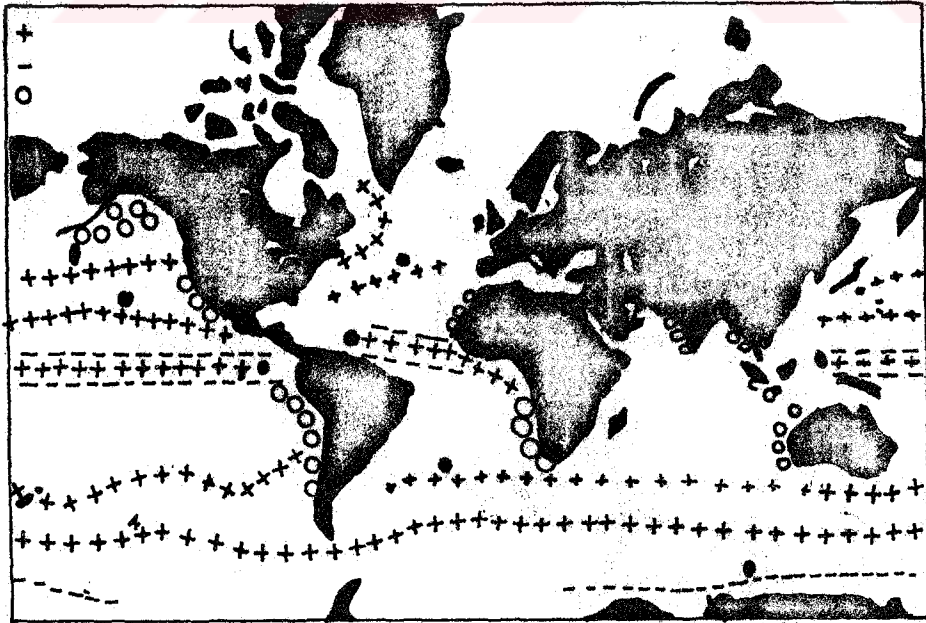
Kıyısularda görülen "upwelling" yada "sinking" genelde etkin rüzgarların kıyıya paralel esmesi durumunda görülür. Kıyıboyu rüzgarları yüzey suyunun kıyıya paralel olarak hareket etmesine neden olur. Oluşan hareketin net yönünün, bulunulan yarıküreye bağlı olarak değişimi Sekil 3'de görüldüğü gibidir.

"Upwelling" araştırmalarında upwellingin varlığı genellikle derinden gelerek yüzeye çıkan yüzey altı sularının düşük oksijen ihtiva etmeleriyle tesbit edilir. Tesbit; yüzeye çıkan su atmosfer ile temas etmeden önce yapılır. Oksijen değerinin değişimi genelde büyük derinliklerde daha belirgin olup düşük derinlikleri etkileyen "upwelling" olayında oksijen değerinde derinliğin artmasıyla fazla bir değişim görülmeyeceğinden yüzeyde düşük oksijen değerlerinin tesbiti mümkün olmayabilir.



Sekil 3. Yüzeý sularının rüzgâr etkisindeki hareket yönleri (2).

Upwelling genelde kıtaların batı kıyıları boyunca görülmekle beraber ekvator kuşağı boyunca da yaygın olarak görülür. Divergens ile birlikte görülen "upwelling" Batı Amerika, Doğu ve Batı Afrika ve Avustralya sahilleriyle Güney Doğu Asya sahillerinde ve ekvatoryal okyanusta görülür (Sekil 4).



Sekil 4. Okyanuslarda görülen konvergens(+), divergens(-) ve "upwelling"(o) alanları, (3).

### 1.1.2. "Upwelling" Cepheleri

Su ortamında cephe; belli bir hacim su yüzeyinde cesitli etkiler sonucunda sıcaklık, tuzluluk vb. fiziksel özellikler açısından birbirinden keskin bir hatla ayrılan farklı iki su kütesinin arakesiti olarak açıklanabilir. Cepheler daha çok kıta sığlığı bitimine yakın sığlığın dikleşerek kıta yamacına dönüştüğü, genellikle 100-300 m derinlikte görülür. Moers ve arkadaşları (4) yaptıkları araştırmalar sonucunda cepheleri iki grup altında toplamışlardır. Bu cepheler daha tuzlu sığ suları açık deniz sularından ayıran, ilerleyen (prograde) cepheler ve daha az tuzlu kıyı suları ile daha tuzlu açık deniz sularını birbirinden ayıran, gerileyen (retrograde) cephelerdir. Her iki tipteki cephede de sığ sular açık deniz sularından daha soğuktur.

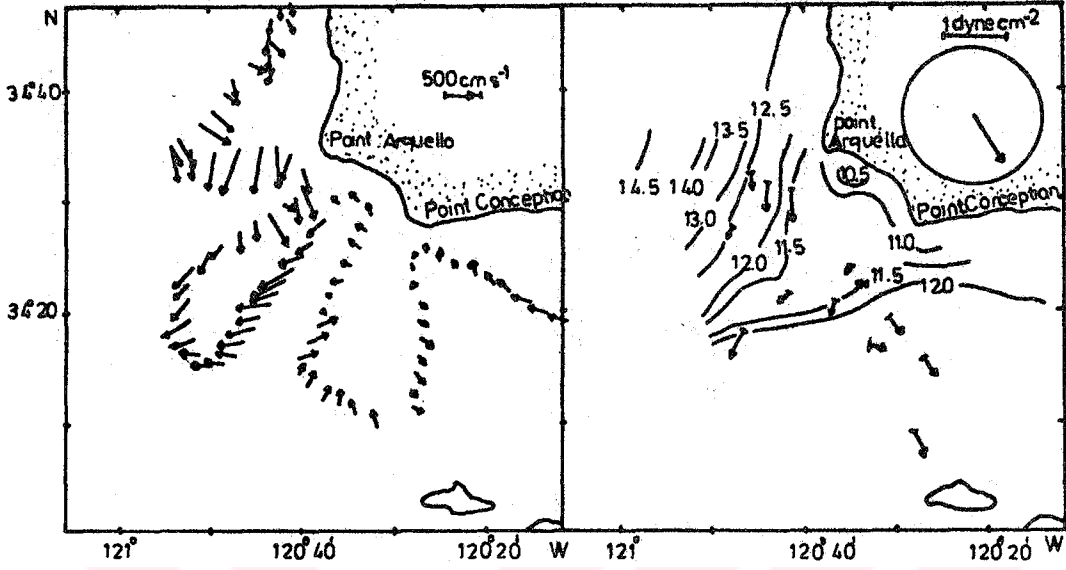
İlerleyen cepheler kıta sığlığında upwellingle birlikte ortaya çıkar. Mevsimsel ve kısa süreli rüzgâr etkisindeki "upwelling" okyanusların doğu kıyılarında sınır akıntılarının sahile yakın kesimlerinde karakteristiktir. Batı sınır akıntılarının kıyıya yakın kesimlerinde de akıntının topoğrafik yapı tarafından saptırılması ya da engellenmesi neticesi upwelling ve "upwelling" cephesi oluşumu görülür. Upwelling cephelerinin en gelişmiş yapıları, okyanusların doğu kıyılarındaki "upwelling" alanlarında görülür. Cephelerin net olarak tesbit edildiği bölgeler A.B.D' nin batı sahili ve Kuzeybatı Afrika "upwelling" alanlarıdır ( 4,5,6). Cepheler genelde sıcaklık tuzluluk ya da yoğunluk eğrilerinin farklılaştığı sığ sularda çok belirgindir. Cephelerin dikkate değer etkileri ise isopiknallerin kıyıdan 10-14 km. uzakta hızlı bir şekilde saptırılması sonucu görülür. Cephesel etkiler termal rüzgârlara eşdeğer fırtınalarda ve ekvatora doğru baroklinik jetlerin bulunduğu alanlarda daha yogundur. Cephe bölgelerinde sık sık, soğuk suyun dikey bir set şeklinde keskin çıkıntıları meydana gelir. Bu oluşum nedeniyle cephe

gerisinde belirgin olarak "sinking" oluşur. "Upwelling" cephesi genellikle kıyı seridine yada zeminin topoğrafik sekline paraleldir . Fakat bu durum her zaman, her ortamda görülmeyebilir (7).

Cephesel incelemelerde en büyük tartışmalardan birisi cephede dikey akıntı yapısının dikkate alınıp alınmayacağı sorunudur. Cephelerin kıyıya yakın kısmında "sinking" ve açığa doğru kısmında "upwelling" meydana getiren dikey açık deniz sirkülasyonunun mevcudiyeti için kompleks bir model Mooers (4) tarafından önerilmiştir. Yapılan hız ölçümlerinde rüzgâr ve fırtınaların mevcut olduğu zaman sürecinde akıntıların genellikle birbirine paralel olduğu gözlenmiştir (8).

Zayıf rüzgârlar esnasında, özellikle kıyıya yakın kısımlarda, cephede konvergans akıntısının varlığı tesbit edilmiştir (9). Kaliforniya ve diğer birçok "upwelling" alanında "upwelling" cepheleri kıyı boyunca sürekli cephe özelliği göstermezler (10). Cephenin soğuk kısmı, kıyı boyunca yükselen suyun her yönde yayılmasını engeller. Dipten yükselen su, açığa doğru 200 km. ya da daha uzak mesafelere kadar yayılır. Yukarıda açıklanan "upwelling" olayı 20-30 km' lik kıyısal bölgede tipik olup, genelde açığa doğru yönelmiş 50 cm/sn siddetindeki jetlere eşlik ederler (10) (Şekil 5).

Ekvatorkusağı boyunca görülen kıyısal "upwelling" cepheleri yapı ve özellikleri bakımından birçok bilim adamı tarafından incelenmiş olup Mooers (4) ve Csanady (12) tarafından "upwelling" cepheleriyle ilgili bir oluşum modeli önerilmiştir. Bu modelde; mevsimsel termoklinin cepheler vasıtasıyla açığa taşınması neticesi basit bir upwellingin oluşması sonucu biyolojik aktivitenin tamamı cephe icersinde olmakta ve cephe gerisinde nutrient bakımından zengin zemin suyu ya çok az ya da hiç bulunmamaktadır. "Upwelling" alanlarında, en yüksek biyolojik verimliliğin görüldüğü ortam genellikle cephenin açığıdır.



Sekil 5. 14-15 Nisan 1983'te tesbit edilen bir "upwelling" olayının sematik gösterimi, (11).

Ekman taşınımı cephenin açığında artarken cephenin içersinde azalır. Döngü içersinde jetin kıyı tarafında ve cephenin iç kesiminde "downwelling" buna karşılık jetin iç kesiminde "upwelling" etkindir. Sayet rüzgâr tamamen durursa, cephede jeostrofik denge meydana gelir ve çalkantı sirkülasyonu cephenin bozulma etkisinden dolayı düzleşmiş es yoğunluk yüzeylelerinin oluşmasına neden olur. Rüzgarın durmak yerine ters yönde eserek downwellinge neden olması durumunda; cephe geriye, kıyıya doğru hareket eder (12).

Sonuç olarak sürekli bir rüzgâr mevcut olmadığında "upwelling" cepheleri hidrodinamik açıdan dengesiz olacaktır. Dengesizlikler ve küçük girdaplar döngü içersindeki yoğun biyolojik aktivitenin sürekliliğini etkiler. Cephesel dinleme, mevsimsel yada kısa süreli doğa olayları sonucunda oluşan rüzgârın kesilmesi ve bu rüzgârlara bağlı sistemlere bağlı upwellingin durması sonucunda görülür. "Upwelling" cephelerinde dinelmeye nazaran bölgesel bozulma daha fazla görülmekle birlikte, bozulmanın ortama yapısal ve biyolojik etkileri tam olarak bilinmemektedir (13).

### 1.1.3 Upwellingin Önemi

"Upwelling"; kıyısız bölgelerde suların dikey karışımını gerçekleştirmesi ve karışım sonucunda nutrient bakımından zengin dip sularının yüzey tabakasına taşınmasıyla. yüzey tabakasında biyolojik aktivitenin normalin birkaç katı seviyede artmasını sağlamasından dolayı önem kazanmıştır. "Upwelling" esnasında oluşan cephelerin önemli bir etkisi ortamda periyodik dinelme veya bozulma neticesi önemli derecede nutrientin acıksulara bırakılması ile planktonun kıta sığılı sularında bol miktarda gelişim göstermesidir. İlerleyen sığılık sonu "upwelling" cephe kusakları planktonca zengin kıta sığılı sularını kapsar. Kıta sığılığında yapılan birçok araştırma sonucunda plankton konsantrasyonunun cephe ilerisinde kıyı bölgesine nazaran çok fazla olduğu tesbit edilmiştir. Biyolojik açıdan kıyısız "upwelling" alanları kara ile deniz arasında önemli zıtlıklara neden olabilir. Peru'da kıyıya yakın karasal ortam ile akıntı sisteminin olduğu denizel ortam zıtlık ve anormallikler için iyi bir örnek teşkil eder. Kara yalın, aşınmış ve verimsizdir. Buna karşın denizel ortam, hakim rüzgâr sistemleri yardımı ile oluşan "upwelling" sirkülasyonu neticesi yüksek düzeyde biyolojik verimliliğe sahiptir. "Upwelling" sonucunda nutrientce zenginleşmiş yüzey su tabakaları Peru kıyılarında yılda 3.000.000 ton gibi yüksek bir değerde hamsi avcılığı yapılabilmesine olanak sağlamaktadır.

Upwellingin önemi kısaca şu şekilde açıklanabilir: Denizel ortamda biyolojik zincirin birinci basamağını fitoplankton teşkil etmektedir. Fitoplankton besinini güneşten gelen ışık enerjisi ve su ortamındaki bitki besin maddelerini kullanarak oluşturur. Okyanus yüzey suları ve kıyı sularının birçoğu nutrientce fakirdirler. "Upwelling" sirkülasyonu neticesinde zemindeki nutrientce zengin sular yüzeye çıkar. Sirkülasyonla, fitoplankton için zengin bir besin ortamı sağlanmış olur. Fitoplanktonun bol bulunması aynı ortamda zooplankton ve daha üst seviyeyi oluşturan

.suda aktif olarak yer değistiren makroskobik organizmalar olan nektonlar için zengin bir besin kaynağı sağlar. Biyolojik döngü sonucunda ortamda ekonomik değeri yüksek bir balıkçılık faaliyeti sağlanır ki buna bağlı olarak denizel ortamda biyolojik aktivitenin en yoğun ve balık avcılığının bol miktarda yapılabildeği alanların, "upwelling" alanları olduğu, diğer denizel ortamlarla "upwelling" alanlarınının karşılaştırılması ile kolayca anlaşılabilir.

## 1.2 Akıntılar

### 1.2.1. Bir Kuvvet Tarafından Oluşturulan Akıntılar

Okyanuslarda oluşan yüzey akıntıları genellikle sürüklenme akıntıları olupbu akıntılarının ana etkeni rüzgârlardır. okyanuslarda rüzgâr akıntılarından farklı olarak jeostrofik akıntı olarak adlandırılan akıntılarda mevcuttur. Fakat bu akıntılar suyun sıcaklık ve tuzluluğu ile kontrol edilen bir döngü içersinde yoğunluğun değisimi sonucu; ortamın her noktasında yoğunluğun dengelenmesi esasında oluşan yatay akıntılardır. Jeostrofik akıntılar, genellikle rüzgâr etkisinde kalan yüzeyin altındaki tabakalarda meydana gelen akıntılardır. Hem sürüklenme hem de jeostrofik akıntılar suyu yatay olarak hareket ettirirler. Diğer yoğunluk akıntıları ise, dikey su hareketleri olup bütün okyanus havzalarının dip tabakaları arasında meydana gelirler. Dikey hareketler ile hem sıcaklık hem de tuzluluk dengelenir. Dikey sirkülasyon termoklin sirkülasyonu olarak adlandırılır ve okyanusda sıcaklık ve tuzluluk dağılımını kontrol eder.

Okyanus sularının dengesi yerçekimi ve dünyanın kendi etrafında dönmesi sonucu oluşan merkezkaç kuvveti nedeniyle bir miktar bozulur. Su kütlesi kutuplarda tekdüze ekvatorda ise dünyanın dönme hızı ile dengeli bir şekilde dağılmıştır. Dünyanın dönme yönü batıdan doğuya doğrudur. Partiküllerin hareket hızı dünyanın dönme hızından daha fazladır ve bir partikülün batıya doğru hareketi dünyanın dönüşüne ters bir

hareket olup partiküle santrifüj kuvvetinin etkisi oldukça azdır. Koriolis etkisi dünya rotasyonu ve partiküler hareketin bir sonucu olup, durağan bir partikülde ya da ekvator boyunca hareket eden bir partikül üzerinde bu etki görülmez. Koriolis kuvvetinin (f) enlem derecesine bağlı olarak değişen değeri aşağıdaki formülle hesaplanır (14).

$$f = 2 (W \sin \theta) \quad (1.1)$$

W = Dünyanın açısal hızı ( $7.3 \times 10^{-5}$  saniye<sup>-1</sup>),  
sin  $\theta$  = Enlem derecesi, ekvatorunda  $\theta = 0$ , kutuplarda  $\theta = 1$ .

Koriolis kuvvetinin etkisi akıntıya diktir. Teorik olarak bu etki, su parsellerinin akıntının ortalama yönü içindeki hareketleri gibi spiral yörüngeler takip etmelerine neden olur. Spiraller okyanus içersinde sürtünme, hareket eden suyun etkisi ve diğer tesirlerden dolayı ayırt edilemezler (14).

### 1.2.2 Rüzgâr Akıntıları

Rüzgâr, hareket halinde ince tabakalar oluşturan yüzey suyu üzerinde eser. Bu tabakalar döngü içersinde her biri bir önceki katmanın altında oluşacak şekilde hareket halindedirler. Bu işlem yüzeyden dibe doğru daha alt tabakalara aktarılarak devam eder. Tabakalar arasında hareketin iletimi derinlikle birlikte azalır. Sayet dünya eksenini etrafında dönmüyor olsaydı, sınırsız bir okyanus içersinde su parselleri, genellikle rüzgâr ile etkileşim oranında hareket edecektir ki buna benzer etkiler fırtına dalgalarında da görülür. Kıyıya doğru hareket eden fırtınaların etkisiyle büyük su kütleleri sahillerde yığılır. Bu yığılma rüzgârın esme yönüne ve şiddetine göre değişir.

Rüzgâr ve yoğunluk akıntıları diğer akıntılara göre, çok daha geniş bir deniz yüzeyinde gözlemlendikleri halde hızları düşüktür. Rüzgâr akıntılarında gözlenen hız nadiren 1 m/sn'ye ulaştığı halde Somali civarında gel git sırasında oluşan



akıntıların hızlarının 3.5 m/sn' ye ulaştığı gözlenmiştir. Rüzgâr hızına bağlı olarak akıntı hızını belirlemek amacıyla önerilmiş bağıntılar birbirinden çok farklı sonuçlar vermektedir. Genel olarak kullanılan bağıntı (14);

$$V = k.W \quad ( 1.2 )$$

w = rüzgâr hızı (m/sn)

k = (0.015 - 0.05) arasında bir katsayı,

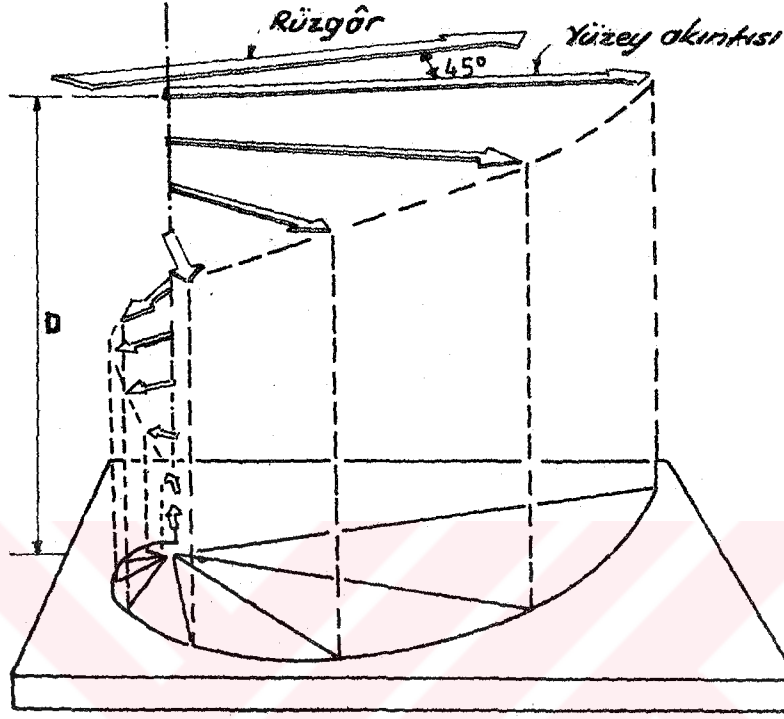
v = akıntı hızı (m/sn) dir.

Gözlemler ve fiziksel düşünceler katsayının enlem derecesine bağlı olduğunu göstermiştir. Zira enlem dercesi arttıkça su soğuyacak ve viskozitesi artacaktır. Bu nedenle soğuk bölgelerde küçük, tropik bölgelerde büyük katsayı daha gerçekçi bir sonuç verecektir.

Rüzgâr akıntıları incelenirken aşağıdaki üç ana faktör göz önünde bulundurulur:

- a) Koriolis kuvveti
- b) Sürtünme kuvveti
- c) Deniz çukurunun şekli.

Rüzgâr etkisiyle denizde meydana gelecek akıntıların yönlerinin değişiminin belirlenmesinde "Ekman kanunu " geçerlidir. Bu kanuna göre su derinliğinin yeterli olması halinde kuzey yarı kürede, yüzey akıntıları rüzgâr yönüyle sağa doğru 45° (açı enleme ve ortamın durumuna göre değişebilir)'lik açı yapmakla birlikte güney yarıkürede sapma sola doğrudur. Yüzeydeki hareket derinlere aktarılırken sürtünmenin etkisiyle hız azalır. Ekman, derinliğin etkisi ihmal edilebilecek kadar az olması halinde, hızın sürtünme etkisiyle sıfır olduğu derinlikteki akıntı yönünün, rüzgâr yönüyle 180° lik açı yapacağını göstermiştir (15) (Şekil 6).



Şekil 7 Ekman Spirali: Rüzgâr akıntısında yön ve hızın derinlikle değişimi (15).

Akıntı hızının sifıra düştüğü D derinliği "sürtünme derinliği" olarak adlandırılır ve aşağıdaki bağıntılarla hesaplanır.

$$D = \frac{7.6 W}{\sqrt{\sin \theta}} \quad (1.3)$$

D = Sürtünme derinliği (m)

W = Rüzgâr hızı (m/sn)

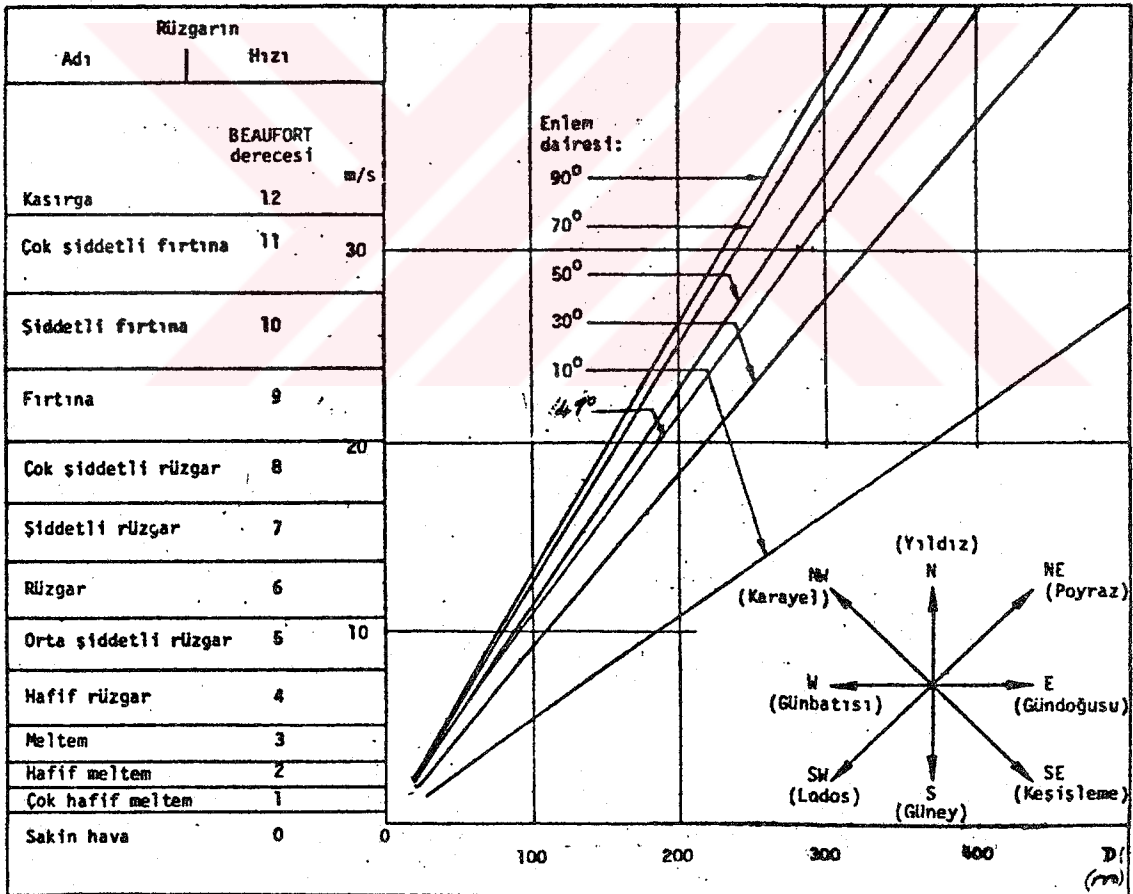
$\theta$  = Enlem derecesi

Rüzgâr hızının 4 - 6 m/sn 'den daha küçük olduğu durumda yukardaki bağıntının yerine;

$$D = \frac{3.67 \sqrt{W^3}}{\sqrt{\sin \theta}} \quad (1.4)$$

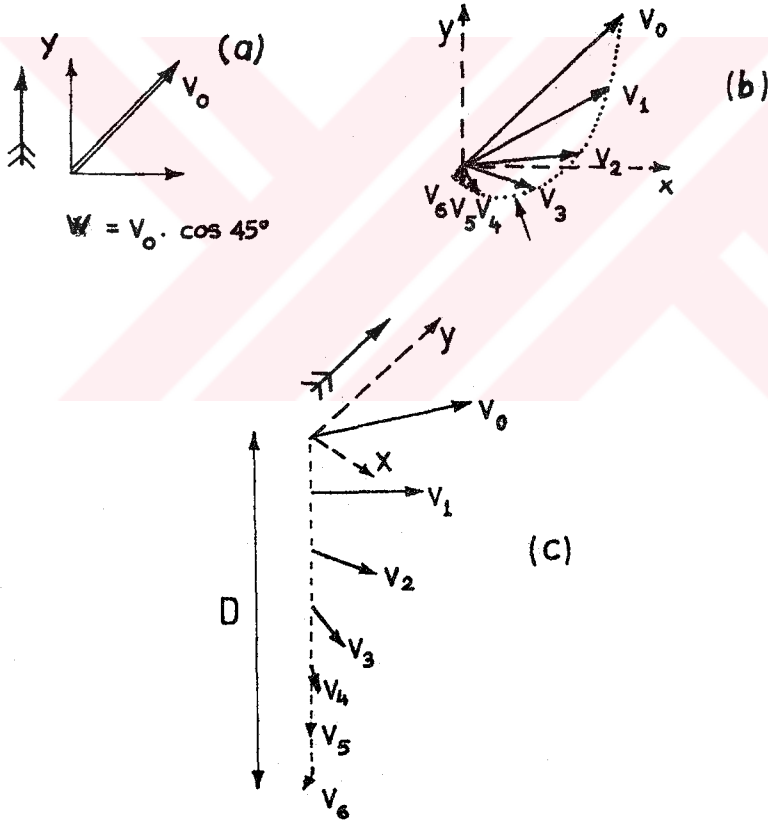
bağıntısının kullanılması önerilmektedir (14). 1.4 bağıntısına göre sürtünme derinlikleri ve Beaufort skalası tablo 1'de verilmistir.

Tablo 1. Rüzgârların sınıflandırılması, Beaufort skalası; sürtünme derinliğinin enlem derecesi ve rüzgâr hızıyla değişimi, rüzgâr yönleri ve Türkçe isimleri (14).



Trabzon'un bulunduğu enlem derecesi (41°) bir fikir vermesi açısından tablo.1'e eklenmiştir. Tabloda görüldüğü gibi, enlem derecesinin sürtünme derinliği üzerindeki etkisi büyüktür. Bununla beraber yukarıdaki bağıntılarla belirlenecek derinlikler, okyanus veya büyük iç denizlerin derinlikleri yanında çok küçük olacağından rüzgârların sebep oldukları akıntılar daima yüzeyseldir.

Ekman spirali; derinlikle su hızının azalması ve koriolis saptırmasının artması kombinasyonuna verilen addır. Ekman spirali, Nansen tarafından rapor edilen rüzgâr istikametine göre, bu sapma hareketlerinin izahı ile orjinal olarak çıkarılmıştır (Sekil 7).



Sekil 7. Ekman spiraline göre, rüzgâr etkisindeki "upwelling" akıntısı b) y doğrultusundaki rüzgâr ve akıntı ( $V_0$ ). c) akıntı hızının derinlikle (D) değişimi (16).

Ekman spiralindeki hareketler (Sekil 7). teorik olarak aşağıdaki hareket denklemleri kullanılarak çözümlenebilir.

$$U = \pm V_0 \cdot \cos \left( \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} \cdot Z \right) \cdot \exp \left( -\frac{\pi}{D_E} \cdot Z \right)$$

+ Kuzey Yarı Küre için. (1.5)

$$V = V_0 \cdot \sin \left( \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} \cdot Z \right) \cdot \exp \left( -\frac{\pi}{D_E} \cdot Z \right)$$

- Güney Yarı Küre için. (1.6)

$$V_0 = \frac{(\sqrt{2} \cdot \pi \cdot T_{yn})}{(D_E \cdot \rho \cdot |f|)} \quad (1.7)$$

$V_0$ . toplam yüzey akıntısı olduğunda burada:

$T_{yn}$  = Deniz yüzeyinde rüzgâr şiddeti,

$|f|$  = Sürtünme,

$D_E$  = Sürtünme derinliği,

$Z$  = Su derinliği,

$\rho$  = Yoğunluk

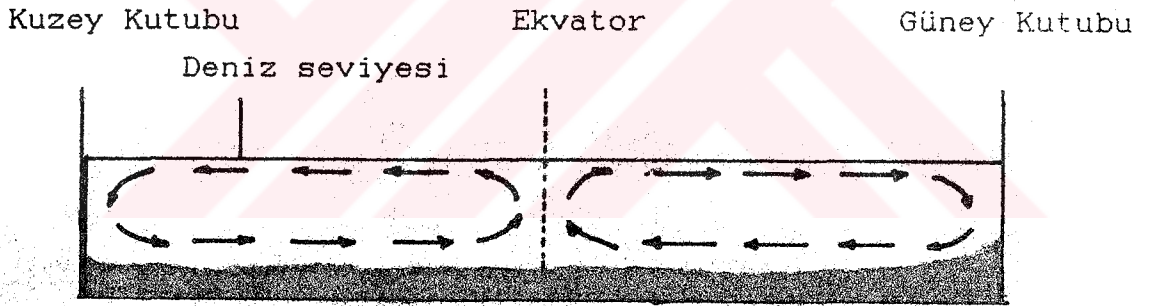
Ekman kanunu sadece derin sularda geçerlidir. Suların sığlaşması halinde yüzeydeki sapma 45°den az olur ve sığlık arttıkça sapma azalır. Su derinliği, sürtünme derinliğinin %10-20'sine esit olduğunda sapma, pratik olarak sıfıra iner ve bütün derinliklerde rüzgâr ve akıntı yönü aynı olur. Akıntı oluşumunda gözönünde bulundurulması gerekli son parametre deniz çukurunun şeklidir. Akıntının hareket doğrultusunda çukur boyu sonsuz ise (yani çukur doğrultusu oluşacak akıntıyı saptıracak yapıda değilse) bir sorun

yoktur. Aksi halde akıntı sahillere çarpar ve bunun sonucunda bir geri dönüş akıntısı ortaya çıkar. Bu geri dönüş akıntısı yüzeide yada derinde oluşabilir (15).

### 1.3 Sirkülasyon Tipleri ve "Upwelling" sirkülasyonu

#### 1.3.1 Derin Su Sirkülasyonu

Pinoklin tabakası altındaki derin okyanus sularının yavaş hareket eden akıntılarında düzensiz bir akım görülür. Dip sirkülasyonu genellikle pinoklin vasıtasıyla, rüzgârlarla yönlendirilen yüzey sirkülasyonundan tamamen ayrılır. Derindeki sirkülasyon birincil olarak sıcaklık, tuzluluk ve bunlara bağlı yoğunluk değişimleri ile kontrol edilir. Bu nedenle derin deniz sirkülasyonu genelde "termohalin" sirkülasyonu" olarak adlandırılır (17) (Sekil 8).



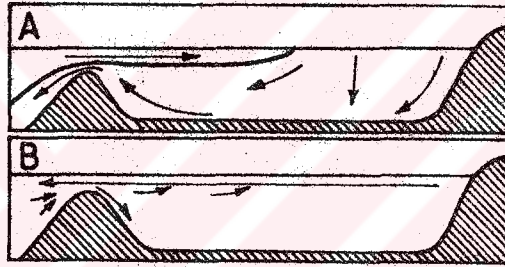
Sekil 8. Okyanuslarda termohalin dolasıımı. (17).

Okyanuslarda sıcaklık ve tuzluluğa dayalı değişimlerin neden olduğu yoğunluk farkları sonucu gelişen akıntıları daha iyi anlamak için su dolu dikdörtgen şeklinde bir kap düşünelim. Bu kabın ekvator olarak düşündüğümüz tarafının yüzey kısmına bir ısıtıcı, kutup olarak düşündüğümüz tarafın yüzey kısmına ise bir soğutucu koyalım. Bir müddet sonra ısınan su genişleyerek yükseleceğinden, yüzeyden soğuk tarafa doğru akmaya başlar. Kutup kısmında ise su soğuyarak yoğunluğu arttığından dibe doğru çöker ve dipten daha sıcak bölgeye doğru akmaya başlar. koşullar aynı kaldığı sürece döngü süreklidir. (sekil 9). Termohalin akıntılarının hızı

yüzey akıntılarında olduğu gibi direkt olarak akıntımetre ile ölçülebilmekle beraber genellikle derinden alınan su örneklerinin oksijen, tuzluluk ve sıcaklık özelliklerinden yararlanılarak saptanmaktadır. Bu parametrelerin bölgesel olarak dağılımı su hareketleri hakkında genel bir fikir verir (17) .

### 1.3.2. Esik Havzalar ve İç Denizlerde Su Sirkülasyonu

Haliçler ya da iç denizlerde kıyısız kara kütleleri yatay su hareketlerini sınırlar. Bu tip ortamlarda iç deniz bir esik vasıtasıyla okyanustan izole edilmiş ve okyanus havzasından ayrılmıştır (Şekil 9).



Şekil 9. (A) İç denizdeki suyun, açık denizden çok tuzlu olması halinde gözlenecek akıntılar. (B) İç denizdeki suyun tuzluluğunun, açık deniz veya okyanustaki tuzluluktan küçük olması halinde gözlenecek akıntılar. (14).

Havzalarda, derin sulardan daha az tuzlu yüzey sularının olduğu bölgelerde halic benzeri sirkülasyon görülür. Böyle bir sirkülasyon tamamen esik derinliğinin üzerinde sınırlanmış olacaktır. İç denizlerde su sirkülasyonu yerel rüzgârlar, gelgit ve havzaya gelen tatlı su miktarıyla kontrol edilir. Esik tepesinin altındaki derinliklerde su sirkülasyonu tahmin etmek güçtür. Fakat yavaş olduğu söylenebilir. Haloklinden ötürü dip suyu yüzey sirkülasyonundan çok az etkilenir. Esik derinliğine yakın suyun yoğunluğu, derin su sirkülasyonunda en önemli etki

faktörüdür. Sayet havza dışındaki esik su havzanın suyu, havzadaki sudan belirli ölçüde daha yoğunsa, bu yoğun su havza içersine akar ve havza zeminini işgal ederek buradaki suyun yerini alır. Sayet havzanın dışındaki esik altında kalan su havza içersindeki sudan daha az yoğunsa zemin suyu yenilenemez. Zemin suyunun yenilenmesi havza koridorunda ve derin sulardaki yaşamın devamı için zorunludur. Zemin sularının yenilenmemesi durumunda, çözülmüş oksijen hayvanların solunumu ve ölü organizmaların parçalanması sonucunda kısa sürede tükenecek ve yüzey tabakalarında organik madde çürütücüler üreyecektir. Oksijen tamamen tükendiğinde ise sadece kükürt bakterileri gibi bazı bakteriler bu ortamda yaşamlarını sürdürebilecektir. Oksijensiz ortamda yaşayan bakteriler metabolik işlemler için gerekli oksijeni, deniz suyundaki  $SO_4$  ten temin edebilir.  $H_2S$  gazı aneorobik bakteriler tarafından üretilir ve bu gaz diğer organizmalar için toksik özelliğe sahiptir. Çözülmüş oksijen azalması ve  $H_2S$  oluşumu durağan havzalarda  $O_2$ 'ye ihtiyaç duyan canlıların yaşamasına olanak vermez. Buna karşın  $H_2S$ 'le kontamine olmuş durağan havzalar aneorobik bakteriler için uygun yaşam sahalarıdır.

Durağan havzalar dışındaki sular, genellikle belirli değerde çözülmüş oksijen ihtiva ederler. Sayet havzaları kaplayan derin sular, sık sık yenilenirse çözülmüş oksijen tamamen tüketilmeyecektir. Zemin sularının yenilendiği havzalarda kritik faktörler; çözülmüş oksijen temininin sürekliliği ve oksijen tüketim değeridir. Oksijen temininin olmadığı durağan deniz havzaları için Karadeniz iyi bir örnek teşkil eder. Karadeniz'de 1000 m.lik ortalama derinliğine rağmen, sürekli su sirkülasyonu ve yenilenmesi ancak ilk 100-200 m. derinliğe kadar gerçekleşebilmektedir. 200 m. den daha derin sular ise tamamen  $H_2S$  ile kaplanmış ve üst tabakalardan izole edilmistir. Bazı bilim adamları tarafından yapılan tahminlere göre: İstanbul Boğazı'ndan Karadeniz'e doğru olan su akımı vasıtası ile 30 m.'nin altındaki suların yenilenebilmesi için 2500 yıla ihtiyaç vardır ( 18 ). Karadeniz'de bazı bakteri türleri dışında,



biyolojik aktivitenin tamamı sürekli çözünmüş oksijen ihtiva eden yüzey tabakası ile sınırlıdır.

Karadeniz dışında, Norvec ve Kanada kıyılarında bulunan bazı fiyortların durağan yada durağana yakın zemin suları belirli oranda  $H_2S$  içerirler. Karadeniz`de olduğu gibi bir esige (Istanbul Boğazı) sahip deniz havzalarında zemin suları sık sık yenilenir ve genelde durağanlık görülmez. Sadece çok izole olmuş kısımlarda zemin suları düşük degerde çözünmüş oksijen ihtiva ederler.

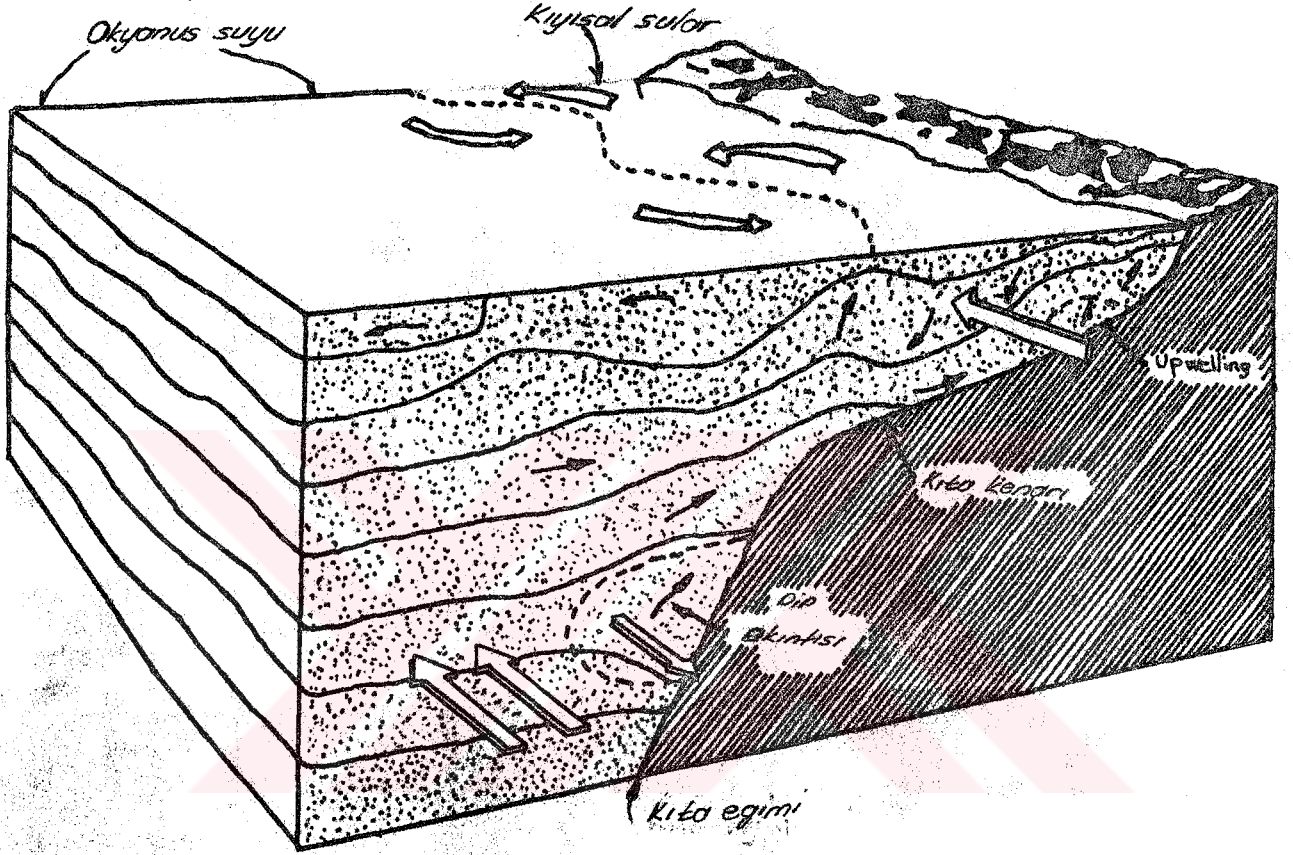
### 1.3.3 "Upwelling" Sirkülasyonu

Kıyısak akıntılar genellikle kıyıya paralel yatay su hareketleridir. Bunlar birincil olarak jeostrofik, rüzgârla yönlendirilme ve nehir boşalımı sonucunda oluşurlar. Kıyısak akıntılar, güçlü bir rüzgârın mevcudiyetinde oldukça güçlüdürler. A.B.D`nin batı kıyıları boyunca yüzey suları rüzgârlarla açığa doğru sürüklenir. Sürekli esen rüzgârlar yüzey sularının açığa taşıyarak pinoklin tabakasını etkiler. Rüzgârın tesiriyle oluşan akıntılar meyilli bir deniz yüzeyi oluşturur ki bu durum jeostrofik akıntılara neden olur (19). Kıyısak su sirkülasyonu, sınır akıntılarıyla açık denize doğru iletilir. Zayıf rüzgârların mevcudiyetinde, kıyısak akıntılar ya çok zayıf olur ya da hiç görülmez (Sekil 10).

"Upwelling" sirkülasyonu esas olarak dört mekanizmaya sahiptir; konvektif soğuma, rüzgâr etkisindeki akıntılar, nehir boşalımı ve gelgit akıntıları. İlk üç sistem güneş enerjisi tarafından yönlendirilir. Dördüncü mekanizma ise ayın gravite çekimi sonucu oluşur. Sekil 11`de nutrient bakımından zengin dip sularının yüzeye çıkma mekanizmasını göstermektedir.

Birinci mekanizma konvektif soğuma olup, sadece ortamda, farklı dönemlerde esdeğer bir soğuma olduğunda görülür. Dolayısıyla sirkülasyon solar ısınımına bağlı olup, mevsimsel yada atmosferik soğuma suyun yüzey tabakalarında yoğunluğun artmasına ve yüzey sularının dibe doğru çökme

egilimine neden olur. Ortamda dengeleyici nitelikte, alt tabakalardan bir su yükselmesi olur. Bu mekanizma sıcak enlemlerde sonbaharda görülür ve yüzey sularının yıllık nutrient yenilenmesini sağlar.

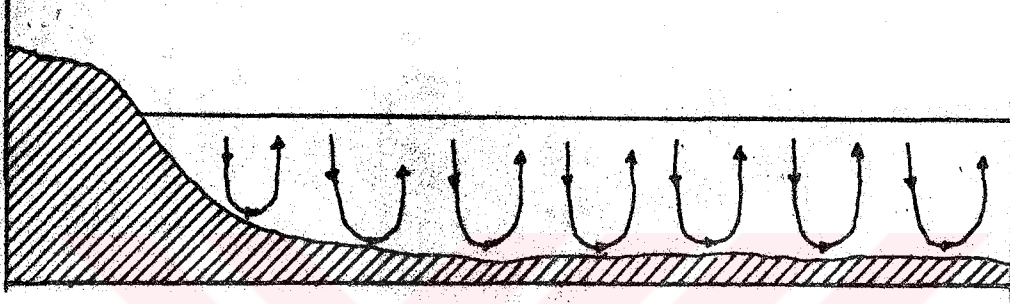


Sekil 10. Kıyısal "upwelling" alanlarında yüzey altı su sirkülasyonunun sematik gösterimi (19).

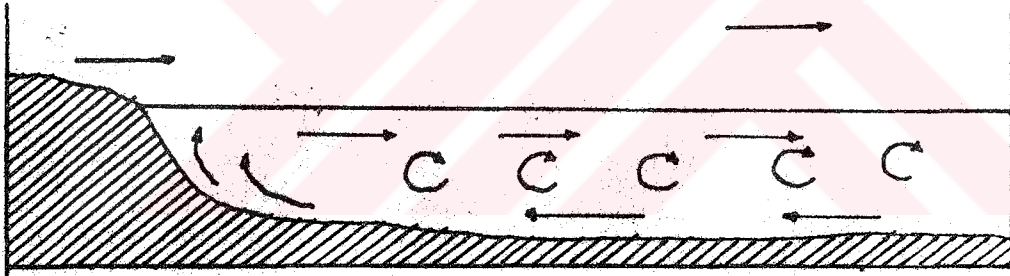
İkinci mekanizma rüzgârın yönlendirdiği karışımdır. Sığ sularda, su üzerinde hareket eden rüzgâr aynı yönde bir yüzey akıntısına neden olur. Hareketli su tabakasıyla daha alttaki sabit tabaka arasındaki karışım dikey çalkantı karışımıyla oluşur ve daha derindeki bir miktar su yüzeye çıkar. Rüzgârın yönlendirdiği akıntı sonucu kıyıdan uzaklaşan suların yerini daha derindeki suların alması sonucu güçlü bir upwelling oluşacaktır. Rüzgârın etkisindeki çalkantı ve "upwelling" sıcak kusaktaki kıyılarda ve göllerde,

yaz tabakalaşması sonunda bir karışım işlemi olarak konvektif soğumayı tamamlayıcı etki gösterir. Küresel bir ölçekte rüzgârın yönlendirdiği okyanus akıntıları kuzey yarıkürede saat ibresi yönünde, güney yarıkürede saat ibresine ters yönde büyük bir sirkülasyon gerçekleştirirler. Ana akıntıların kıydan açığa doğru hareket ettiği, okyanusların doğu kıyılarına benzer ortamlar büyük

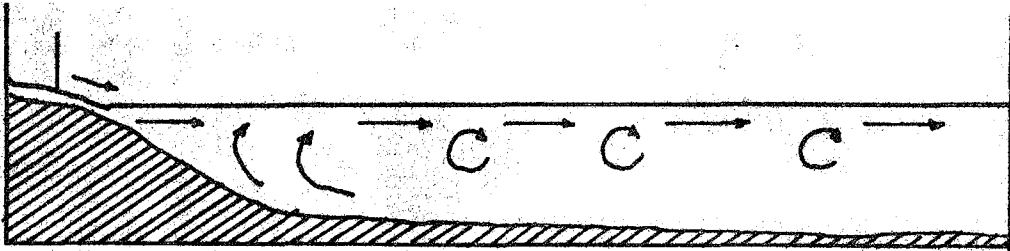
Konvektif soğuma



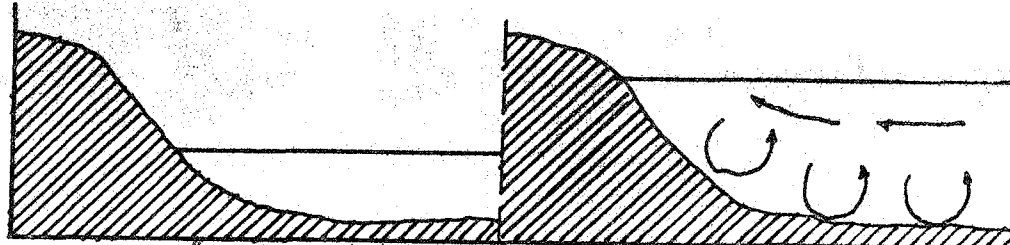
Rüzgâr etkisindeki upwelling



Tatlı su boşalımı



Gelgit karışımı



Sekil 12 "Upwelling" sirkülasyonunun oluşum mekanizmaları (19)

Uçuncü mekanizma ise nehir bosalıdır. Nehirlerin denize bosaldığı bölgelerde, tatlısu tabakası daha yoğun tuzlu su tabakası üzerinde hareket eder. Bu mekanizmada rüzgârın yönlendirdiği akıntılar gibi iki tabaka arasında dikey çalkantı karışımına benzer bir görüntü arzeder. Haliclerde acığa doğru hareket eden yüzey suyunun yerini alacak nisbette zemin suyu alttan kıyıya doğru hareket eder. Sonuç olarak nutrientce zengin zemin suyunun "upwelling" vasıtası ile yüzeye taşınımı bir çok halic ortamında mevcut olup bu bölgeler oldukça zengin biyolojik aktiviteye sahiptirler.

Son olarak gelgit yükselmesi ve alçalması görülen okyanusların sığ körfezleri ve haliclerde, havzanın hacmiyle uyumlu bir yapıda, gelgit akıntıları ortamda iyi bir sirkülasyon sağlanması için yeterlidir. Yukarıda açıklanan ortamların tümünde fitoplankton gelişimi için nutrient elementlerin benthostan yenilenmesi zorunludur.

#### 1.4 "Upwelling" ortamları ve genel özellikleri

##### 1.4.1. Fiziksel Ortam

##### 1.4.1.1. Okyanus Kıyılarında Sıcaklık ve Tuzluluk

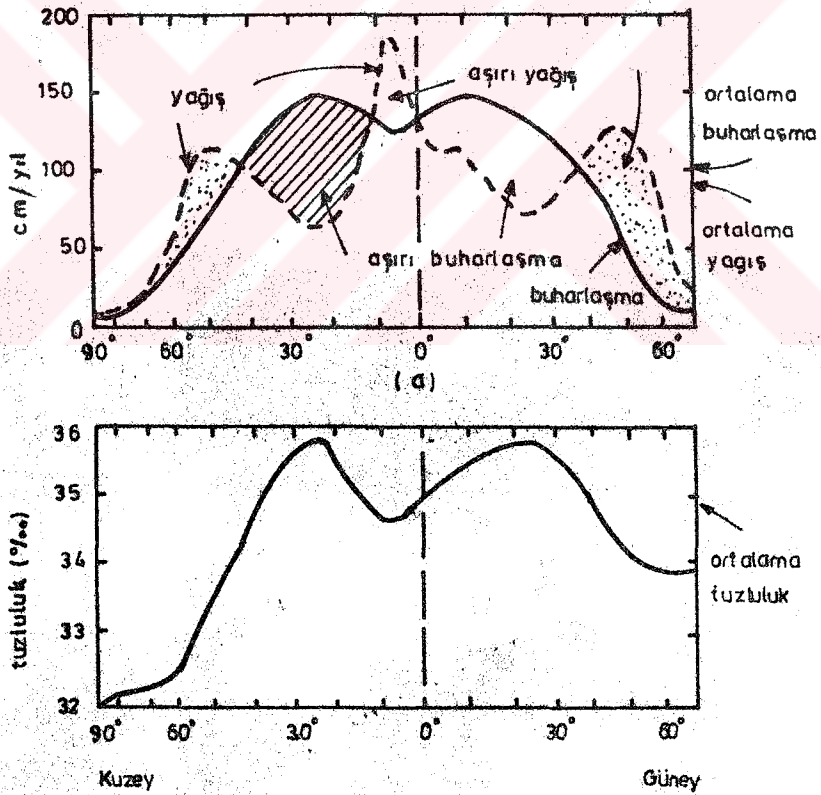
Sıcaklık ve tuzluluğun asırı değişimleri daha çok sığ sularda görülür. Özellikle okyanusla direkt ilişki içinde olmayan kapalı kıyısal sularda, açık denize nazaran daha büyük değişimler mevcuttur. Karaya yakın açık denizlerde sıcaklık ve tuzluluktaki değişimler kısmi olarak görülür. Örneğin A.B.D'nin Atlantik sahillerinde, karadan esen rüzgârlar, deniz suyu sıcaklığına göre, yazın daha sıcak kışın ise daha soğuktur. Bu rüzgârlar kıyısal sularda sıcaklığın değişimine etkir. Kuru rüzgârlar kıyısal sulara teget estiğinde buharlaşmaya neden olurlar.

Tuzluluğun ekstrem değerleri genelde kıyısal sularda görülür. Okyanuslarla su alışverişi sınırlanmış izole

körfezlerde nehir bosalmı ve yağışlar neticesinde tuzluluğun alt sınır değerlerine rastlanır. Doğu Akdeniz ve Kuzey Kızıl Deniz`de buharlaşmanın fazla olması nedeniyle yüzey suyu tuzluluğu ortalama değerden yaklaşık olarak % 04`lük bir sapma gösterir (tuzluluk normalden daha fazladır) Okyanus ve denizlerin tümünde buharlaşma, yağış ve tatlı su bosalmının az çok mevcut olup, bütün denizler arasında, fiziksel özellikler açısından aşgari bir denge mevcuttur (Sekil 12). Kıyıları boyunca karadan okyanusa bol miktarda tatlı su boşaltımı olur. Okyanusa boşalan tatlı sular okyanus suyuna karışarak buharlaşmayla kaybedilen suyun bir kısmının geri kazanımını sağlar. Okyanuslarda en düşük tuzluluk değerleri kıyısal sularda, büyük nehirlere yakın yerlerde görülür. En fazla buharlaşma, okyanus havzalarının merkezine yakın bölgelerde olur. En düşük ve en yüksek yüzey su sıcaklıkları okyanusların kıyısal sularında görülür. Yüzey su sıcaklığı yazın Kızıl Deniz ve Arap Körfezinde 40°C`ye, okyanusların ekvatoryal bölgelerinde ise 30°C`ye kadar çıkar. Ayrıca kapalı denizlerin sularının okyanus ve diğer büyük deniz sularıyla etkileşimi sınırlı olduğundan bu ortamlarda sıcaklığın dağılımı açık denizdeki duruma terstir. Su sıcaklığı; kapalı denizlerde bölgesel akıntılarla sürekli olarak tüm havzaya dağıtılır. Ayrıca gelgit hattında bulunan alanlarda da su sıcaklığı, yaz aylarında belirgin ölçüde yükselir. Özellikle suyun geri çekilmesi esnasında, kıyıya yakın sular açık deniz sularına göre oldukça ılıktır. Denizlerde en düşük yüzey su sıcaklıkları suyun ilk donma noktasına göre değişir. Donma genellikle tuzluluğa bağlı olarak -2°C civarında olur. Yüksek enlemlerdeki kıyısal sularda sıcaklığın aşırı düşmesi sonucu buz oluşumu görülür. Özellikle nehir boşaltımının olduğu sığ körfez ve lagünlerde, geniş yüzey alanı ve küçük hacimli su kütesinin mevcudiyetinden ötürü soğuma ve buz oluşumu çok çabuk olur (19).

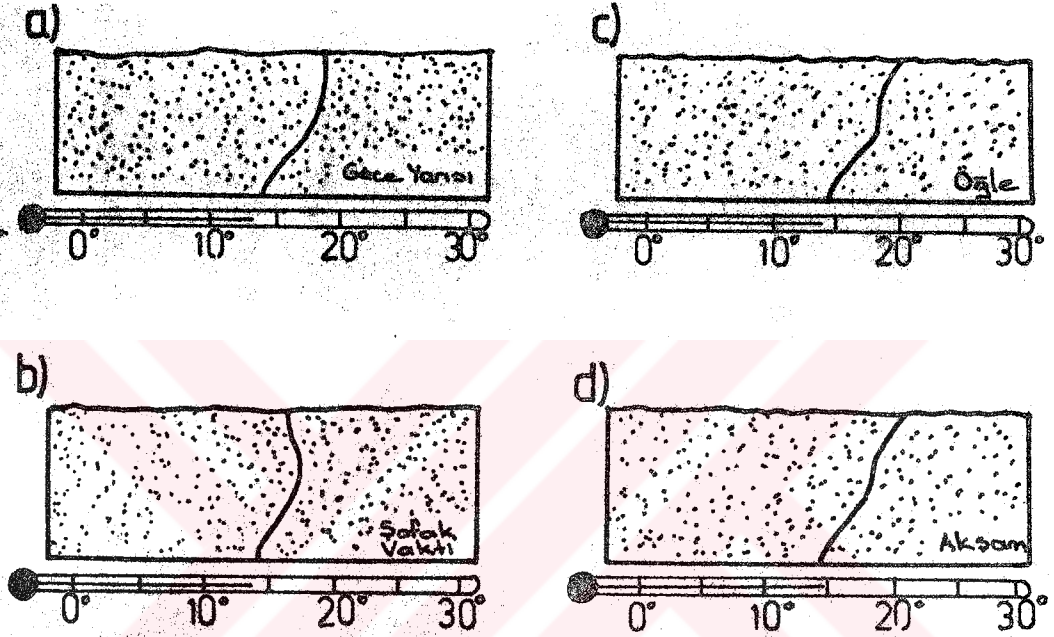
Hava sıcaklığının yüksek olduğu kıyısal okyanus bölgelerinde mevsimsel sıcaklıklar, özellikle orta enlemlerde farklılık gösterir. Kışın soğuyarak dibe cöken

sular bütün zemin boyunca yayılır. Acık deniz suları kışın kıyısal sular kadar soğumaz, çünkü yüzey soğuması su kütlesi içersinde büyük derinliklere dağıtılır. İlkbaharda yüzey suları ılıklaştığında, ılık su katmanlarının kalınlığı su sirkülasyonuna bağlı kalır. Yaz aylarında ise karışmış ılık katmanlar belirgin ölçüde kalınlaşır. Zemin ve yüzey su sıcaklıkları arasındaki belirgin farklılaşma "Termoklin gelişimi" olarak adlandırılır. Sonbaharda yüzey tabakaları güneş ısınımı ve buharlaşmaya bağlı olarak soğur ve daha derin sularla karışır. Karışımın birincil etmeni fırtınalardır. Kışın yüzey suları arasında, tuzluluk ve sıcaklık bakımından bir farklılık görülmez.



Sekil 12. a) Cesitli enlemlerde, okyanus yüzeyinden buharlaşma ve yağış arasındaki ilişki  
b) Yüzey suyu tuzluluğu (19).

Kıyusal okyanuslarda yüzey sularının ısınması ve soğuması için gerekli zaman dilimleri açık denize nazaran çok kısadır. Yüzey suyunun günlük soğuması özellikle rüzgâr ve dalgalardan korunmuş alanlarda kolayca tesbit edilebilir. Yüzey su sıcaklığı Şekil 13'da görüldüğü gibi en yüksek günbatımı, en düşük ise gündoğumu vakti görülür.

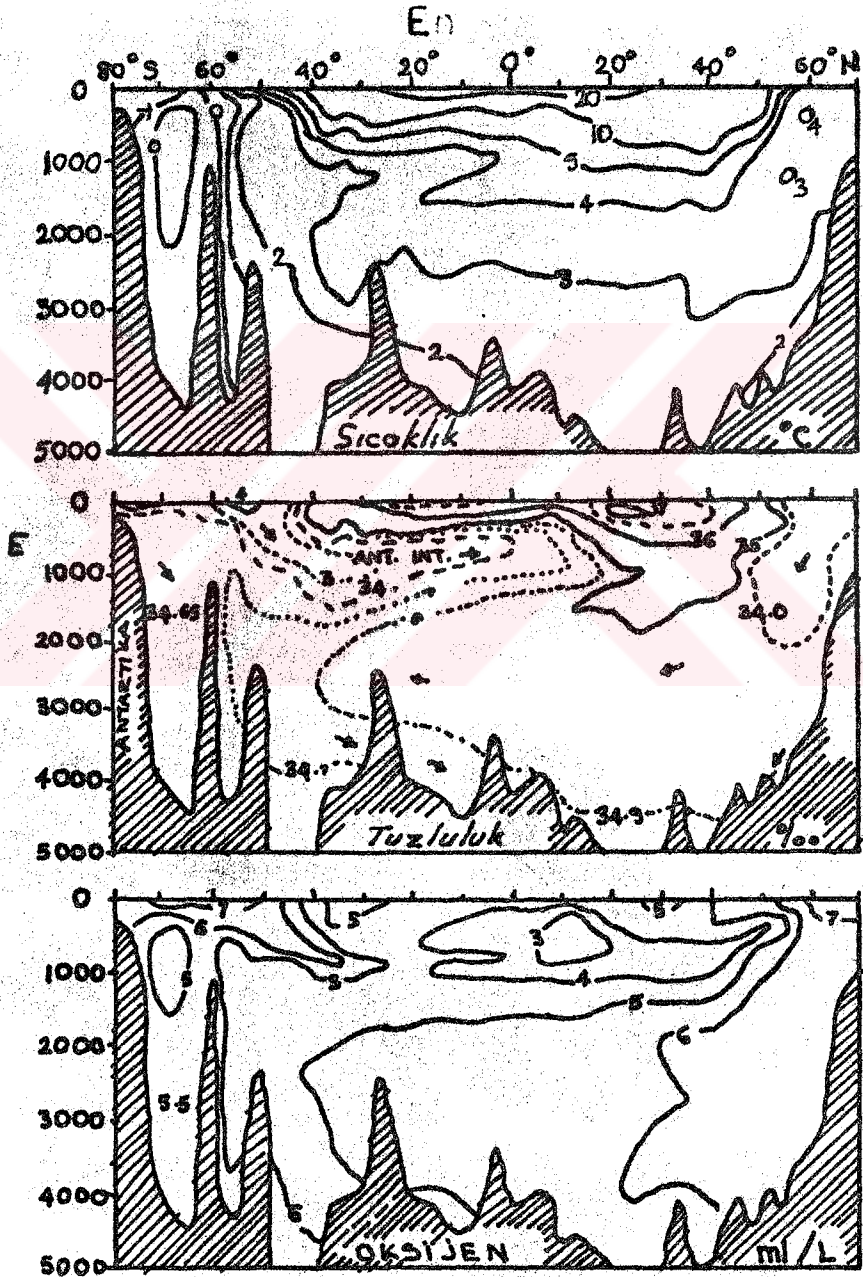


Şekil 13. Kıyusal sularda, bir günlük periyotta yüzeye yakın su kütleğinde sıcaklığın değişimi. a) Gece yarısı, b) Gündoğumu, c) Öğle vakti, d) Günbatımı (21).

#### 1.4.1.2 Okyanuslarda Çözünmüş Oksijen Dağılımı

Deniz suyunda çözünmüş katılardan başka gazlar da bulunur. Upwelling araştırmalarında sık sık kullanılan su özelliklerinden biriside oksijen olup, değeri bir litre deniz suyundaki mililitre cinsinden oksijen gazıdır. Denizde değerlerin değişimi 0 ml/lt den 8 ml/lt'ye kadar değişir. Fakat değerlerin büyük bir bölümü 1-6 ml/lt arasında sınırlıdır. Su içersinde çözünmüş oksijenin birincil kaynağı atmosferdir ve deniz yüzeyinde su genellikle

oksijene doygun duruma çok yakın düzeydedir. Bazan üst 10-20 m. lik derinliklerde su, deniz bitkilerinin fotosentezi yoluyla üretilen oksijenle asırı doymuş durumda olabilir. Yüzey tabakalarının altında bulunan sularda asırı doygunluk pek görülmez. Çünkü ortamda bulunan oksijen, yaşayan organizmalar tarafından ve detritusun oksidasyonu sonucu tüketilir. Deniz suyunda çözülmüş oksijenin sık sık çok



Sekil 14. Atlantik`de su özelliklerinin güney-kuzey enlem kesitine göre değişimi (22).

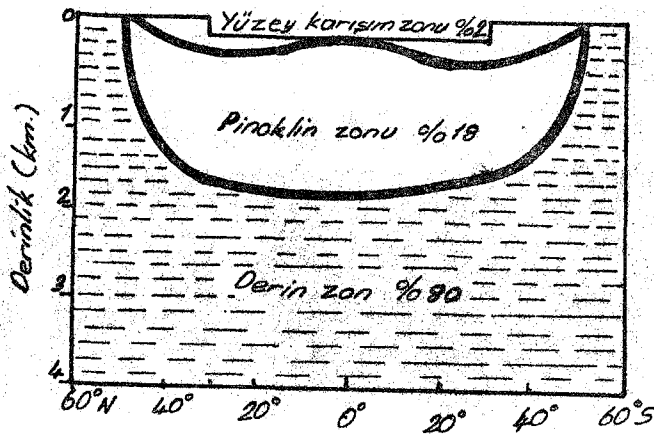


düşük değerler göstermesinin nedeni yetersiz sirkülasyon ve mevcut oksijenin canlı organizmalar ve detritus tarafından aşırı tüketilmesidir (22).

Kuzey Pasifik'te derin sular Atlantik'e göre çok daha düşük değerde çözülmüş oksijen ihtiva ederler (Şekil 14). Burada önemli olan, dip tabaka suyunun uzun bir zaman periyodunda yüzey ile teması olmaması ve dip su sirkülasyonunun Pasifikte daha yavaş olmasıdır. Karadeniz ve Karayip Denizi'ndeki Cariaco Trench gibi özel ortamlarda oksijenin yerini hidrojen sülfid gazı almıştır. Bu ortamlarda su uzun süre hareketsizdir. Açık denizde dikey yönde oksijen dağılımının belirgin bir özelliği; yüzey tabakasının altında, üst 1000 m. içinde minimum değerlerin görülmesidir. Minimum değerler özellikle Ekvatoryal Atlantik'te belirgin olup Doğu Pasifik'te Panama Körfezinin batısını kapsar. Bu ortamda derinlikle birlikte yoğunluğun artması sonucu, ölü organizmaların ortamda depolanması neticesi oksijen hızla tüketilir (22).

#### 1.4.2 Okyanuslarda Tabaka Yapısı

Açık denizde okyanus üç tabaka ihtiva eder; Yüzey, pinoklin ve derin deniz zonu (Şekil 15).



Şekil 15. Okyanusların tabaka yapısı ve tabakaların nisbi hacimlerinin (%) sematik diyagramı (18).

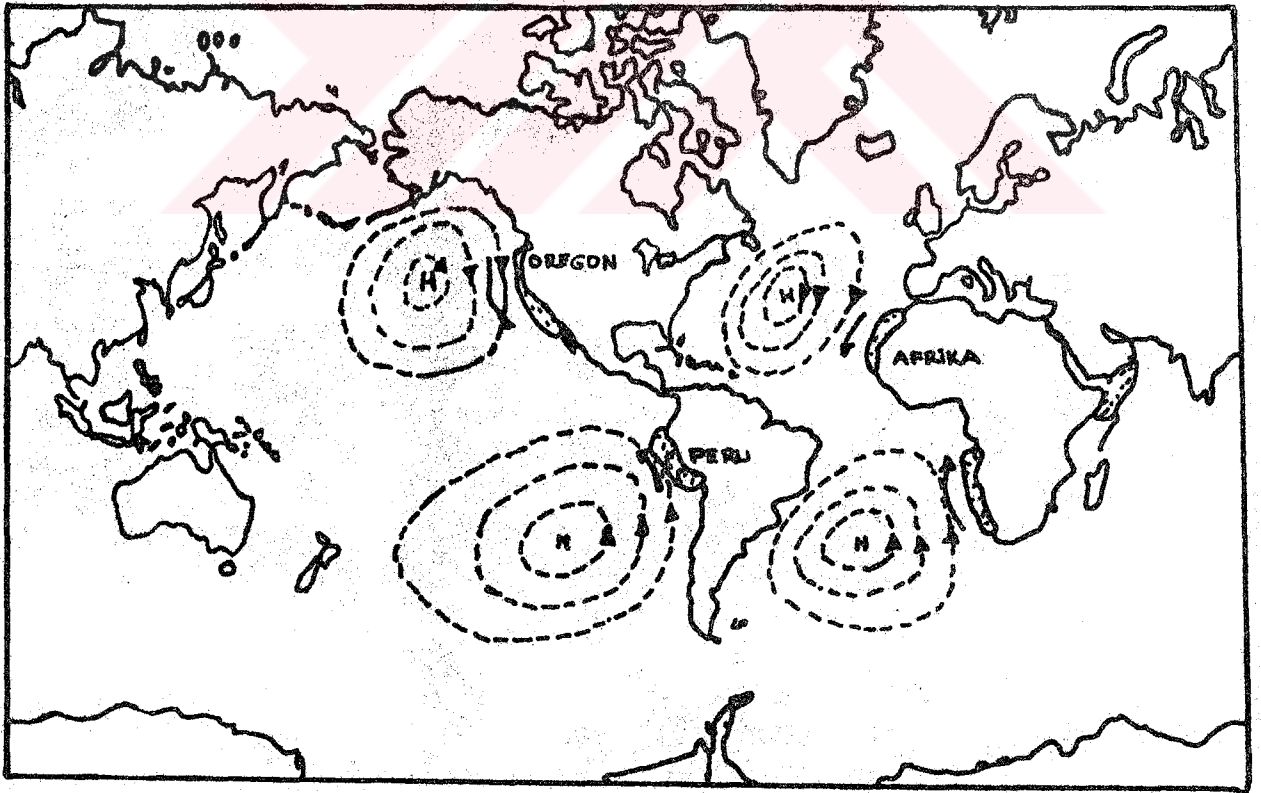
Kuzey ve güney yarıkürede, kutuplara yakın derin zon yüzeye çıkar. Ekvatorda ise pinoklin tabakası yüzeye çok yaklaşıp. Yüzey zonu ısınma, soğuma, buharlaşma ve yoğun suların çökmesinde, mevsimsel farklılaşmadan dolayı büyük değişimlerinin görüldüğü zondur. Okyanuslarda yüzey suyu soğuması polar ve subpolar okyanuslarda buzul formu için önemli bir işlemdir. Buzul oluşumu sıcaklık, tuzluluk ve yüzey suyu yoğunluğuna bağlıdır. Yüzey zonu yoğunluğu en az olan suları ihtiva eder. Yüzey zonun kalınlığı, rüzgârlar ve yüzey su sirkülasyonu ile kontrol edilir. Dikey su hareketleri bir çok bölgede, sıcaklık ve tuzluluğa bağlı yoğunluk değişimlerinin etkisiyle oluşurlar. Yüzey suları yerel iklim koşullarıyla uyumlu olup su ile hava arasındaki sıcaklık farkı atmosfer ile etkileşim sonucu dengelenir

Yüzey zonunun altındaki pinoklin tabakası, dikey su hareketlerinde doğal bir engel rolü oynar. Pinoklin zonu derin zonun tavanı olup derin zon suyunun yüzey suyu ile karışması yada atmosferle etkileşmesini engeller. Yüksek enlemlerde ve kutup alanlarında pinoklin, genelde mevcut olmadığından derin deniz suları yüzeye çıkar (Şekil 15). Kutuplarda yüzeye çıkan okyanus dip suları gazlarını atmosferle değiştirir; karbondioksit gazı vererek çözünmüş oksijen alır. Kutup sularında gazların değişimi güçlü fırtınalar ve sık sık oluşan rüzgârların etkisiyle oluşan yoğun sirkülasyon sonucudur. Göreceli yüksek tuzlu suların bulunduğu bölgelerde sular çok soğuk ve ağır su kütleleri formundadır. Bu tip su kütleleri yoğun suların yüzeyden derine hareketi sonucu, konvektif karışım ile pinoklin derinliğinin artmasında etkilidir. Yüzey altı su kütlelerinin yeterince yoğun olması durumunda bu sular okyanus zemini boyunca akar. Suyun yeterince yoğun olmaması durumunda su kütlesi, daha yoğun zemin suları ve daha az yoğun yüzey tabaka suları arasında akacaktır. Çok yoğun su kütleleri ile az yoğun su kütleleri arasında ortalama yoğunluktaki bir su kütesinin hareketi; bir deste iskambil kağıtının arasına bir adet kartın sokulması yada çıkarılması hareketine benzetilebilir (18).

Derin zon okyanus sularının % 80'ini ihtiva eder. Denizlerin birçoğunda derin sular pinoklin tabakası tarafından yüzeyden izole edilmistir. Dip sularının ani soğuması, ısınması veya çözünmüş gazların değişimi yüksek enlemler dışında olası değildir. Normal koşullarda derin sular soğuktur (3.5°C) ve bu zonda ışığın etkisinin olmayışından dolayı fotosentez olmaz, tüketilen besinlerin tamamını yüzey zonundan taşınan besinler oluşturur (18).

#### 1.4.3 Büyük "Upwelling" Bölgeleri

Ekvator boyunca görülen "upwellinge" karşın küresel olarak en geniş "upwelling" ortamları; okyanus ortası atmosferik yüksek basınç sistemlerinin bulunduğu, ekvator yönünde etkin rüzgârların mevcut olduğu okyanusların doğu kıyılarında lokalize olmuştur (Şekil 16). Rüzgâr yüzey



Şekil 17. Büyük "upwelling" sahaları ve bu sahalara etkiyen deniz seviyesindeki atmosferik basınç sistemleri.

sularını kıyıdan açığa doğru hareket ettirdiğinde yüzey altındaki sular dikey olarak hareket ederek yüzey suyunun yerini alır. Bu tip kıyısız "upwelling" alanları kıtaların batı kıyıları boyunca görülür. Bu alanlar; Kuzey Amerika'da Kaliforniya-Oregon sahili, Güney Amerika'da Peru kıyısı, Doğu Afrika Somali kıyısı, Kuzeybatı Afrika'da Fas kıyıları, Hindistan'ın batı kıyısı ve Arabistan Yarımadası kıyılarıdır. Bu bölgelerden Somali ve Arabistan Yarımadası kıyılarında görülen "upwelling", güneybatı musonlarının yüzey suyunu kıyıdan açığa doğru taşıdığı yaz aylarında görülür. Doğu sınır bölgelerinde görülen subtropikal "upwelling" sistemlerine örnek; İberya Yarımadası ve Kuzeybatı Afrika açığındaki kanarya akıntı sistemi, Güneybatı Amerika Peru akıntı sistemleri verilebilir. Yukarıda açıklanan bölgelerde "upwelling" ilkbahar-yaz sezonunun uzun olduğu dönemlerde daha etkindir. Buna karşın tropikal kısımda yer alan bölgelerin birçoğunda "upwelling" yıl boyunca süreklidir (18).

### 1.5. "Upwellingin" Oluşumu ve Siddeti

#### 1.5.1 "Upwellingin" Oluşumu

"Upwellingin": çoğunlukla büyük akıntıların kenarlarında ve okyanusların doğu kıyıları boyunca görüldüğü daha önceki bölümlerde belirtilmiştir. Bu ortamlarda upwellingin birincil etkeni tropik ve subtropik kıyı boyu esintileri olan sürekli rüzgârlar yada ekvatoryal ortamlarda oluşan divergens olayıdır. Upwellingin ikincil etmeni sürekli okyanus akıntıları ile ilişkili kıta kabuğu ve kıyı topografyası olabilir. Bu ikincil etmen genelde okyanusların batı kıyılarında görülen upwellingin sebebidir. Son on yılda, büyük kıyısız "upwelling" ortamlarında değişik ülkelerden çeşitli araştırmacı grupları çalışmıştır. Bu çalışmalar sonucunda kıyısız "upwelling" ekosisteminin fiziki yapısı temel bir fikir birliğine varılmıştır. buna göre, kıyısız "upwelling" ekosisteminde nutrientler ve yoğunluğun dikey dağılımının rüzgârla kontrol edilen okyanussal ve

atmosferik olaylara bağlı olduğudur. Gercekte ise "upwelling" olayı orta ölçekli (100 km. den daha dar bir kıyı seridi ve 10 güne kadar süreli bir) doğa olayıdır (23). Yoğunluk, nutrient ve biyolojik aktivitenin dağılımı orta ölçekli fiziki işlemlere (akıntı, çalkantı vb.)bağlı olup buna dair ilk fikir, incelemeler ve modellemeler sonucunda O'Brien(24) tarafından ortaya atılmıştır.

"Upwelling" ortamında rüzgârlar kıyıya paraleldir. Bu rüzgârlar Kuzey Yarıkürede kıyının sol tarafına doğru, Güney Yarıkürede ise kıyının sağına doğru hareket ederler. Bu prensibe tezat bazı "upwelling" sistemleri de mevcutturki bunlar okyanusların batı kıyıları (Somali ve Arabistan kıyıları Şekil 16 ) boyunca görülür. "Upwellingin" oluşması için rüzgâr kesintisiz, uygun siddette ve yeterince uzun süreli olmalıdır. Ayrıca upwellingin oluşması için fazla girintili çıkıntılı olmayan, yeterince uzun bir kıyı seridinin mevcut olması da gereklidir.

Kıyısız "upwelling" genellikle eufotik zon içinde dikey bir su hareketi meydana getirir. "Upwelling" sonucu oluşan su hareketleri etkin rüzgâr hızına göre çok daha yavaştır ve hareket yönü genellikle kıyıya diktir. "Upwelling" sonucu meydana gelen, denge halindeki yoğunluk ortamının (yüzeyde) deformasyon yarıcağı:

$$H \cdot N / f \quad (1.8)$$

bağıntısından bulunabileceği, teorik çalışmalarla ispatlanmıştır (25). Yukarıdaki bağıntıda  $f$  = coriolis parametresi,  $N$ : ortalama Burunt-Vaisala (denge) frekansı,  $H$ :su derinliğidir. Orta enlemlerdeki derin okyanus ortamında deformasyon yarıcağı 80 km. civarındadır. Kıyısız sular açık denizlere nazaran daha sığ olmakla birlikte, kıyısız sularda tabakalaşma daha fazladır. Kıyısız sularda deformasyon yarıcağıyaklaşık olarak 10-20 km'dir (26).

Kıyısız "upwelling" genelde geniş ölçekli (10m/sn den daha hızlı ve 72 saattan daha uzun süreli ) rüzgâr tesirine orta ölçekli bir deniz tepkisidir."Upwelling" hareketi yüzey

su tabakasında, termoklin ya da pinoklinin hemen altından başlar. Okyanus tabanının doğu kıyıları boyunca pinoklin, ekvatoryal doğu sınır akıntılarında daha sıgıdır. Rüzgâr şiddeti mevsimsel ve kısa süreli değışimler göstermekle birlikte ; enerjik değışimler, değışik kıyısal ortamlarda birkaç günlük deniz-kara esintileri periyodunda meydana gelir. Mevsimsel ya da daha uzun süreli ve geniş ölçekli rüzgâr sistemleri "upwelling" için uygun rüzgârları sağlar. Fakat sürekli bir sirkülasyonun mevcudiyetinde fitoplanktonun gelişimi engellendiğinden dolayı yüksek frekanslı hava etkisi biyolojik verimliliği sınırlandırabilir (27).

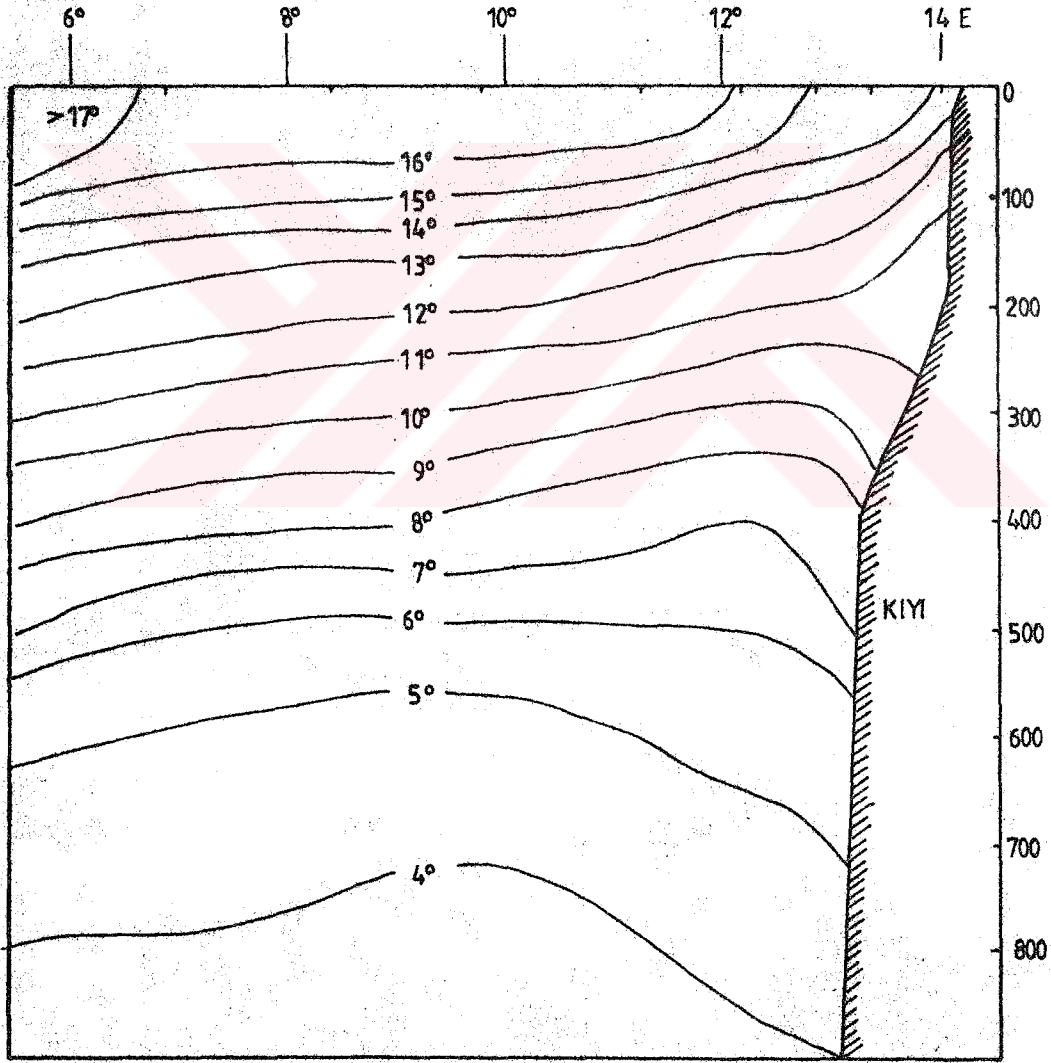
Peru, Oregon, Kuzeybatı Afrika gibi önemli üç "upwelling" ortamında uzun yıllar boyunca, birçok araştırmacı tarafından mevsimsel döngü incelenmiştir. Peru'da "upwelling" etkisine ters, yıkıcı etkiye sahip El Nino olarak adlandırılan bir akıntı mevcuttur. "Upwelling" alanlarında geniş ölçekli sirkülasyon sistemleri (50-100 km. etki alanı ve mevsimsel rüzgâr) hakkında yeterli bilgi sahibi değiliz. Üç ortamın tümünde rüzgâr şiddetinin kıyı boyu ortalaması belirli bir periyot içinde "upwelling" için elverişlidir. Fakat Oregon en büyük saha ve geniş zamansal değışime sahiptir. Peru ise oluşum etkilerindeki değışimin en az görüldüğü, kesintisiz bir "upwelling" periyoduna sahiptir. Oregon kıyılarında "upwelling" Mayıs-Eylül arasındaki dönemde fasıllı şekilde, Peru kıyılarında ise şiddetinde değışme olmakla birlikte, yıl boyu süreklidir. Kuzeybatı Afrika ortasında 20° ile 25°N enlemleri arasında yıl boyunca "upwelling" mevcuttur (25). Rüzgârın itme gücüne tepki olarak oluşan "upwelling" akıntısına kaynak teşkil eden dip suyu, Kuzeybatı Afrika ve Oregon açıklarında 100-200 m. arasında derinlikten gelir. Peru'da ise bu derinlik 50-75 m. civarındadır. Kuzeybatı Afrika ve Peru kıyıları nitrat, fosfat, silikat gibi nutrient bakımından oldukça yüksek konsantrasyona sahiptirler. Bu ortamlarda "upwelling" nedeniyle yüzey tabakasına önemli miktarda nitelikli nutrient taşınır. Okyanus havzalarının doğu kıyılarında pinoklin sıgılığı,

dikey "upwelling" sirkülasyonunun artması neticesi nutrientce zengin bir yapı gösterir. Okyanusların batı kıyılarında ise doğu kıyılarındaki durum görülmez. Fahrbach ve Meincke (28)nin yapmış oldukları araştırmalarda, Brezilya'nın Atlantik kıyısında Cabo Frio "upwelling" alanında, kaynak teskil eden suyun 150m. den yukarıya çıktığı fakat eufotik zona taşıyan nutrientler düşük nitelikli olması nedeniyle bu bölgede biyolojik aktivitenin düşük olduğu tesbit edilmistir. Tabakalasma ve akım modelleri birbirleriyle etkilesir ki bu fitoplankton ve zooplankton dağılımı üzerinde etkilidir. Peru ve Oregon kıyılarında yüzeyde karışmış tabaka kalınlığı belli bir derinlikle sınırlanmış olup bu derinlik açık deniz akıntı kalınlığından daha azdır. Plankton ve partikül değişimi, kıyı ve açık deniz arasında "sinking" yada yüzme yoluyla sağlanır. Kuzeybatı Afrikada karışım rüzgâr ve upwellingle birlikte görülür. Güçlü açık deniz ve kıyıboyu akıntıları ( $10-15\text{cms}^{-1}$ ) Kuzeybatı Afrikada zeminine yakın oluşur. Bu akıntılar, uygun partikül ve organik madde birikimine, sedimentlerin uzun süre korunması ve ortamın iyi oksijenlendirilmiş bir yapıya sahip olmasına engel olur. Peru "upwelling" akıntısında, zemin akıntılarının zayıf yada mevcut olmadığı durumlarda yüksek bir organik madde üretimin olduğu gözlenmiştir. (28).

Sekil 17'de gösterilen sıcaklık dağılımı kıyısal "upwelling" ortamları için iyi bir örnektir. Bu dağılım, kıyısal ortamlarda su sıcaklığının açık denize göre  $3^{\circ}\text{C}$  den daha düşük olduğunda eş sıcaklık eğrilerinin, kıyıya yaklaştıkça yükseldiğini göstermektedir. Buradan ayrıca 200m. nin altındaki izoterm eğrilerinin yüzey tabakası izoterm eğrilerine ters olduğu görülmektedir. "Upwelling" olayının dinamik hareketinde göz önüne alınması gereken bir husus; üst tabakada değişmeyen özellikte ortamın normale göre daha soğuk olduğu ve jeostrofik yoğunluk farkı kalkantının ortamının dengelenmesi esnasında meydana geldiğidir. Soğuk su Kuzey Yarıkürede akıntının sol tarafında, güney Yarıkürede ise akıntının sağ tarafında yüzeye çıkar. Jeostrofik etkinin aşırı zorlaması, divergens

ortamında dikey hareket elamanı görevi görerek deniz yüzeyinin soğumasına yardımcı olur (23).

"Upwelling" olayı hakkında nitel çalışmalar ilk olarak Thorade(23) ve McEwen(23) tarafından yapılmıştır. Günümüze kadar "upwelling" konusunda birçok çalışma yapılmış ve önemli gelişmeler sağlanmıştır. Bu çalışmalar kıyisal upwellingin daha çok dar bir kıyı seridi icersinde sınırladığını ve genelde kıyıya 100 Km.'den daha yakın sularda gerçekleştiğini göstermiştir. Su yüzeye yaklaşık olarak 100-200 m. derinden çıkmaktadır



Sekil 17. Güneybatı Afrika kıyısı açığında, Benguela "upwelling" akıntısı ortamında sıcaklık dağılımı (23).



### 1.5.2. Küresel İklim Değişimi ve "Upwelling" Siddeti

Okyanus yüzeyinde, şiddetli kıyı boyu rüzgarları ve kıyısal upwellingin artmasında, küresel sera etkisi sonucu meydana gelen soğumayla oluşan mekanizma yönlendirici bir rol oynayabilir. Ayrıca güçlü kıyı boyu rüzgarlarıyla yönlendirilen kıyısal upwellingin etkinliği bölgesel olarak, okyanuslar üzerindeki yüksek basınç ve kara kütleleri üzerindeki alçak basınç alanları arasında oluşan güçlü bir atmosferik basınç farkı etkisiyle yıl boyu devam eder. Subtropikal girdapların doğu kısımlarında geniş ölçekli atmosferik basınç azalmasından ve durağanlaşmış, nemini kaybetmiş kıyısal hava akımlarından dolayı "upwelling" sezonu boyunca bulutların ve sisin direkt etkisi altındaki kıyısal karanın iç kesimlerinde bulutsuz bir hava ve Akdeniz tipi kuru iklimler karakteristiktir. Karanın iç kesimlerinde, açık havalarda kısa dalga boylu güneş radyasyonu ile güçlü gündüz ısınımı etkindir ve özellikle Kaliforniya Vadisi'nde olduğu gibi vadilerin iç kesimlerinde, gece uzun dalga boylarıyla ısınım sonucu soğuma çok süratli olur (19) .

Son on yılda dünya atmosferinde CO<sub>2</sub> ve diğer sera gazlarının önemli miktarda arttığı gözlemlenmiştir. Gece soğumasının engellenmesi ve gündüz ısınımının artması, "upwelling" ortamlarına yakın kıtasal ısı azalmanın şiddetine bağlı olabilir. Isınım şiddetinin artması etkin kıyı boyu rüzgarlarına, kıyı ve açık deniz atmosferik basınç farklarının artmasına ve hızlanmış kıyısal upwelling sirkülasyonuna yansımış olacaktır. Pozitif bir geri döngü okyanus yüzeyinin soğumasıdır ki bu kıyısal ve denize doğru olan basınç eğrilerinin, yüksek enlemlerin okyanus bölümlerinde yerel olarak şiddetlenmesine neden olabilir. ilkbahar-yaz "upwelling" sezonu boyunca, Kaliforniya "upwelling" akıntı sistemini oluşturan, kıyı boyunca, Ekvatora doğru esen rüzgarların şiddetinin 1945-1975 arasındaki 40 yıllık ortalamaya göre azaldığı ve 1975'ten sonraki periyotta Kaliforniya açıklarında havanın anormal bir

küresel sera etkisinin artması sonucu büyük rüzgârların ve "upwelling" sistemlerinin şiddetinin değiştiği ve mevsimsel "upwelling" oluşumunda rüzgâra bağlı olarak, büyük ölçekli artma ve azalmaların görülebileceği söylenebilir.

## 1.6 Upwellingin Etkileri

### 1.6.1 Minimum Oksijenli Upwellingin Balık Populasyonlarının Dağılıma Etkisi

Oksijenin çok düşük olduğu ortamlarda görülen upwellingi iki ana bölüm altında inceleyebiliriz.

a) Tropikal yüzey altı minimum oksijenli tabakada oluşan "upwelling".

b) Oksijenin organik sediment tarafından tüketildiği zemin sularında "upwelling".

Oksijenin minimum olduğu tabakalar okyanusların subtropikal ve tropikal bölgelerinde görülür. Bu tabakalar okyanusların doğu bölümlerinde batı bölümlerine nazaran daha iyi gelişmiştir. Arab Denizi ve Gine Körfezi oksijeni en düşük olan tabakaların bulunduğu ortamlardır. Oksijeni minimum tabaka normalde 100-150 m.'den daha derinde bulunur ve tabakanın üst sınırı belirgindir.

Oksijeni minimum tabaka; oksijen temininin minimum olduğu tabaka olarak tanımlanabilir. Arap Denizi'nde bu tabakanın merkezinde oksijen bulunmaz, oksijenin yerini hidrojen sülfid almıştır. Oksijeni minimum tabaka Pasifik'te oldukça büyük derinliklerde görülür ve nispi olarak çok az oluşur.

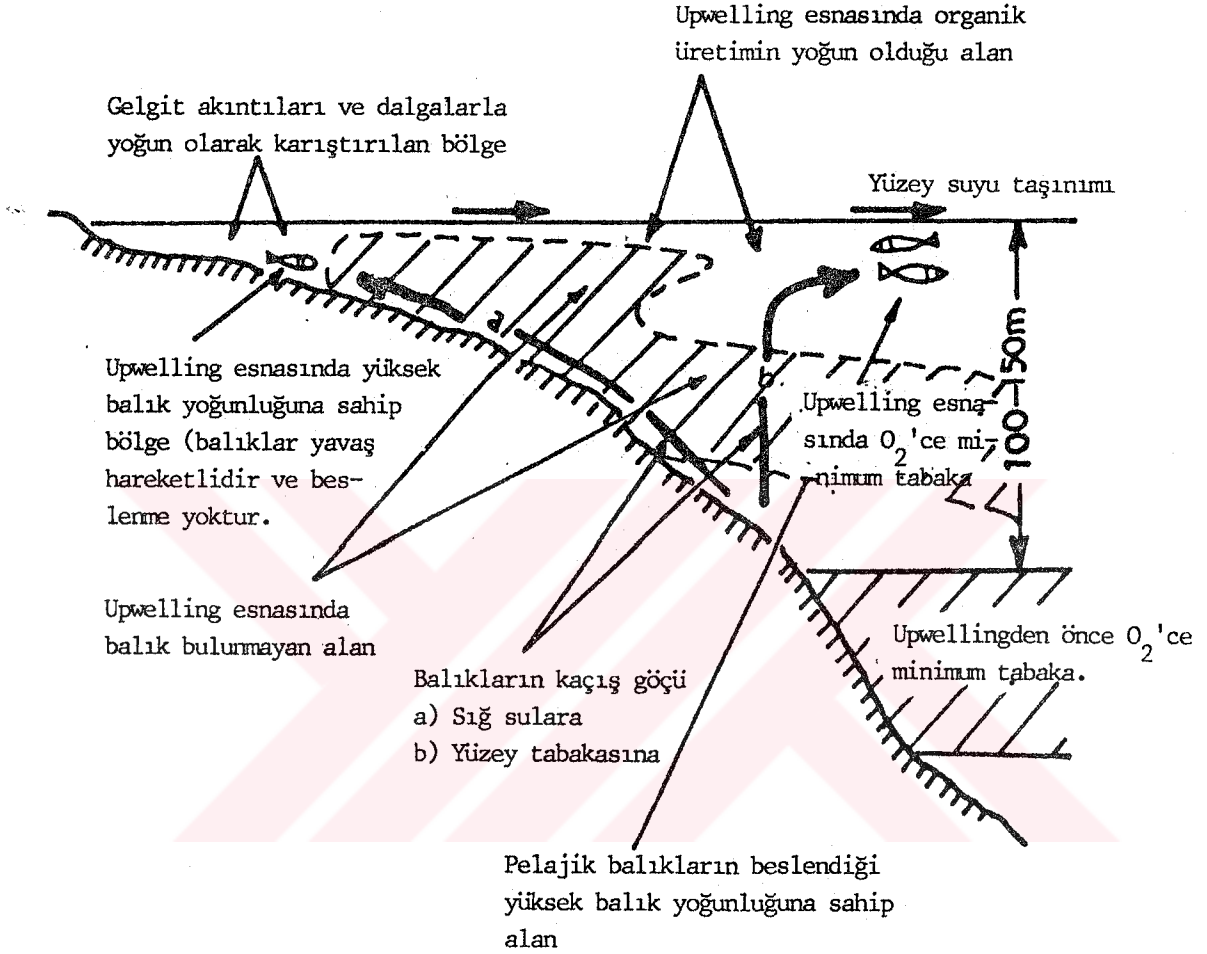
Denizlerde oksijen tüketiminin sona ermesi genellikle zeminde görülür. Sayet sedimentin içeriğinin büyük çoğunluğunu organik maddeler oluşturuyorsa bu durumun etkeni, upwellingin yoğun olarak görüldüğü suların üst katmanlarında organik maddelerin üretiminin yüksek düzeyde olmasıdır ki bu durum daha çok kıta sahanlıklarında görülür.

Oksijen; çok az düzeyde havalandırılabilen kıta sahanlığının zemininde ve izole edilmiş durağan sularda da tamamen tüketilmiş olabilir.

#### 1.6.1.1 Tropikal Ortamda Yüzey Altı Minimum Oksijenli Tabakada Oluşan "Upwelling"

"Upwelling" sezonunun başlangıcında kıta sahanlığı boyunca oksijeni minimum tabaka yükselmeye başlar. Bu esnada bölgede bulunan hayvan toplulukları, "upwelling" alanının önüne, sığ suların içine yada yüzey tabakasına göç ederler. Şekil 18'de görüldüğü gibi sığ sularda gelgit akıntıları ve dalgalarla havalandırılan bir zon mevcuttur. Demersal balıkların yüksek yoğunlukları sığ su zonunun denize doğru olan sınırında bulunur. Sığlık zonunun sınırları sabit olmayıp gelgit ve upwelling şiddeti ile ileri ve geri doğru dalgalanma gösterir. Upwelling alanının denizel kısmındaki yüzey tabakasında yüksek düzeyde organik madde üretimi görülür. Upwelling bir ay yada daha uzun süre devam ettiğinde yüzey tabakasının denizel kısmında yüksek verimlilikte zooplankton üretimi görülür. Zooplankton mevcudiyetine bağlı olarak pelajik, açık deniz balıklarının bazı türleri beslenmek amacıyla bu bölgeye göç ederler (31).

Şekil 19'da kasırga girdaplarının merkezinde ya da divergens zonlarında açıkdeniz upwellingi gösterilmektedir. Bu zonlardaki "upwelling" döngüsü normalde yavaştır ve yüzey altı oksijeni minimum tabaka yavaş yavaş eufotik zona doğru yükselir. Upwellingin esnasında üst tabakalarda yüksek düzeyde bir organik madde üretimi görülür. Çünkü oksijenin minimum olduğu tabakalar genelde nutrient elementlerce çok zengindir. Nutrientce zengin, oksijenin minimum olduğu tabakada fitoplanktonun yüksek bir yoğunluğa sahip olması sonucu, fitoplankton tarafından eufotik zonda suya bol miktarda oksijen katılır. Zooplankton gelişimi bu zonun kenarlarında yoğunlaşır ve pelajik balıklar beslenmek amacıyla bu bölgeye göç ederler (31).



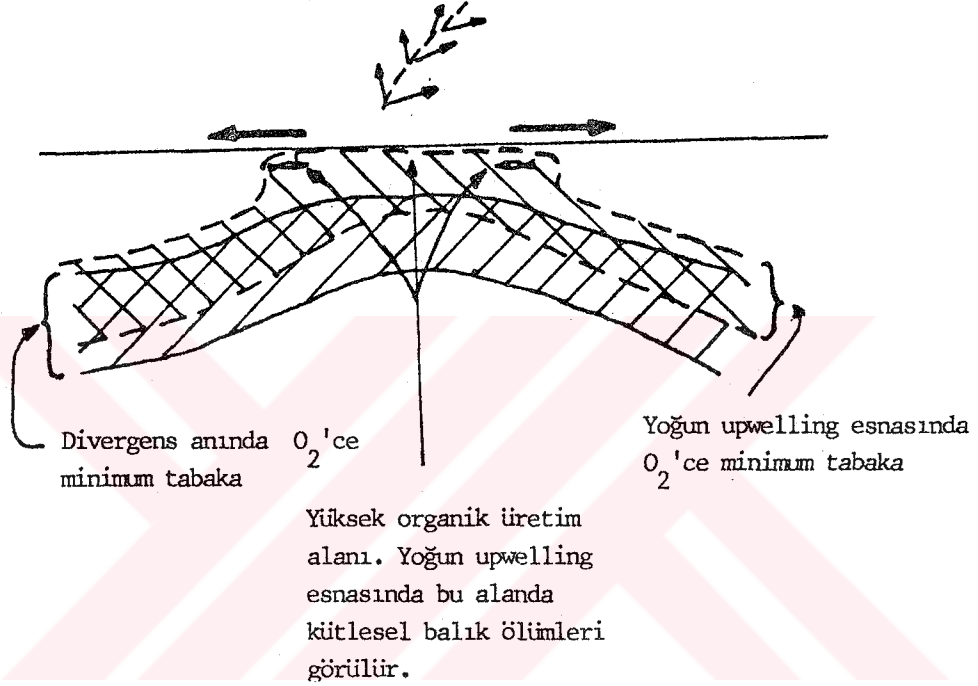
Sekil 18. Kıyıya yakın oksijeni minimum tabakada oluşan "upwelling" icersinde balık davranışları (31).

"Upwelling" sonucu yükselmis oksijeni minimum tabakanın üst sınırı keskin olmayıp degiskendir ve yavaş hareket eden bazı balık türleri oksijeni normalden daha düşük olan bu tabakada yasamlarını sürdürebilirler."Upwelling" siddetinin artması sonucu oksijeni minimum tabaka yüzeye çok yaklaşıp.Yüzey tabakasında oksijenin ani azalması sonucunda bu bölgede büyük miktarlarda balık ölümleri görülebilir.

Güney Yarıküre'de  
antisiklonik girdap merkezi

Kuzey Yarıküre'de  
siklonik girdap merkezi

Divergens akıntısı

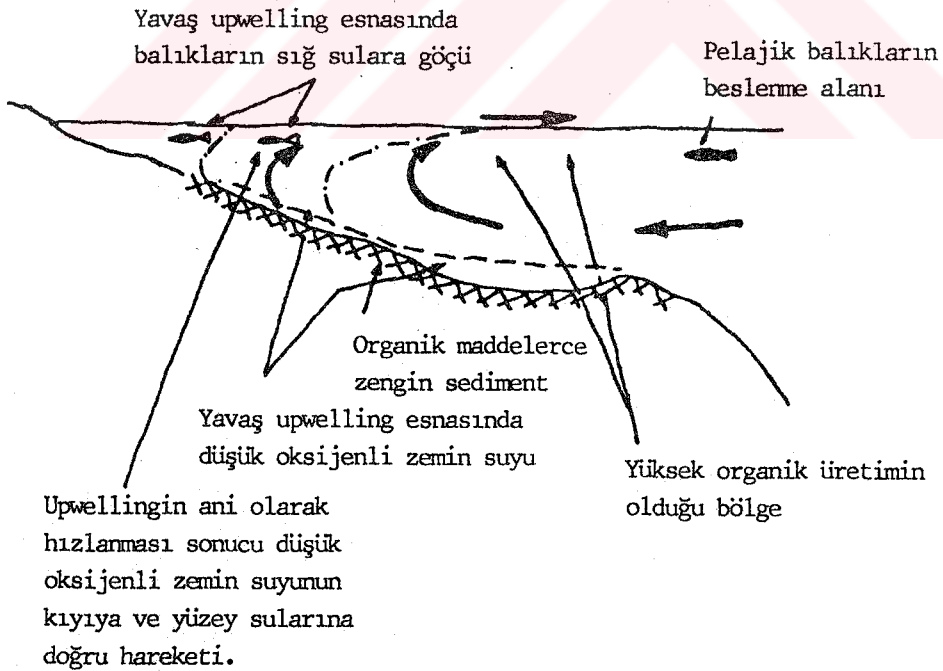


Sekil 19. Girdap merkezleri yada divergens akıntısında oksijeni minimum tabakanın açık deniz upwellingi ve balık davranışları (31).

#### 1.6.1.2 Oksijenin Organik Sedimentler Tarafından Tüketildiği Zemin Sularında "Upwelling"

Bu tür "upwelling" genellikle subtropikal ortamlarda görülür (Sekil 20). Örnek bölgeler olarak: Atlantik'te St Helena kıta sahanlığı ve Karayib Denizi'nin bazı bölgeleri verilebilir. Subtropikal bölgeler yada geniş sığlığa sahip kıta sahanlıkları üzerindeki ılıman bölgelerde görülen upwelling alanlarında; zemin üzerindeki su kütlelerinde yüksek düzeyde organik üretim görülür. Organik maddelerce

zengin bir yapıya sahip bölgelerde, organik maddelerin büyük bir bölümü zemine çöker. Normal "upwelling" şartları altında su sediment üzerinden hızla geçer ve bir birim hacmindeki oksijen tüketimi nisbi olarak sınırlanır. Güçlü rüzgârlar sığ kıta sahanlığının üst tabakasındaki su kütlelerini iyi derecede karıştırır. Bununla birlikte rüzgârın kesintiye uğraması sonucunda "upwelling" siddetinde artma yada azalma görülebilir. Rüzgârın kesintiye uğradığı anlarda hava durğundur ve su ortamının dengesizliğinden dolayı dalga hareketleriyle karışım engellenir. Bu koşullar altında zemine yakın su, oksijenini kaybeder ve durağanlaşır. Genellikle "upwelling" alanlarının kenarlarında beslenen canlılar "upwelling" kesintisi olduğu süre boyunca kıyıya doğru göç ederler. "Upwelling" tekrar başladığında oksijence fakir taban suyunun, kıyıya yakın bölgelerde yüzeye çıkarması sonucunda kıyıya göç etmiş canlılarda kitlesel ölümler görülebilir (31).



Sekil 20. Zemine yakın oksijen tüketimi ve "upwelling" (31).

### 1.6.2. "Upwelling" Cephelerinin Canlı Gelişimine Etkisi

Prograde cepheler kıta sığlığında "upwelling" tarafından ortaya çıkarılır. Cephe zonları planktonca zengin kıta sığlığı sularını çevreler. Yapılan birçok araştırmada plankton yoğunluğunun cephe içersinde, kıyı bölgelerine nazaran çok fazla olduğu görülmüştür. Doğu sınır akıntılarının mevcut olduğu Güney Afrika, Cape Town'un kuzeybatısında görülen, güçlü "upwelling" cephesinde yapılan araştırmalarda büyük zooplankton ve küçük nektonların yoğunluğunun, cephe içersinde çok fazla olduğu, cephe civarında bazı balık türlerinin, diğer bölgelere nazaran daha yüksek verimlilikte avcılığı yapılabildiği tesbit edilmiştir. Bu balıklara örnek olarak; fener balığı, hamsi ve sardalya verilebilir (32).

Kuzey Amerika kıyılarında görülen Kaliforniya "upwelling" akıntısında zooplankton ve küçük balık popülasyonları nisbi olarak yüksek bir yoğunluğa sahiptir. "Upwelling" zonunun açık denize doğru olan mesafesi, sık sık prograde cephelerle belirlenir. Kaliforniya, Monterey Körfezi'nde tonbalığı, yakalanıp ultrasonik belirleyicilerle markalanarak serbest bırakılmış ve cephe yakınındaki hareketi takip edilmiştir. Araştırmalar sonucunda, tonbalığının bölgesel yoğunluğunun cephelerin mevcudiyetinden etkilendiği gözlemlenmiştir. Yapılan incelemelerde tonbalığının, cepheleri geçerken normalden daha yavaş hareket ettiğini ve cephelerde toplanmalarına neden olan; termal engel özelliği taşıyan, cephenin soğuk tarafında (<15°C) daha az süre kaldıkları tesbit edilmiştir. "Upwelling" cephelerinin önemli bir özelliği bu cephelerde periyodik dinelme, bozulmanın olması ve önemli miktarda nutrientin açıktaki sulara bırakılması (tasınması) ve bu olayların sonucunda kıta sığlığı içersinde planktonların yoğun bir şekilde birikmesidir (33).

### 1.6.3 Upwellingin Genel Etkileri

Kıyusal "upwelling" ortamında nutrient temini normalde, dip suyunun eufotik tabakaya taşınımı ile sağlanır. Ortama nutrient ve ışık temini, bir yıllık periyotta yüzey tabakasındaki dengeli yatay divergens akıntılarıyla sağlanır. Bu denge sayesinde yıllık biyolojik üretim diğer okyanus ortamlarından oldukça fazla olmaktadır. Orta ve alçak enlemlerin okyanus ile pozitif ısı değişimi (okyanusun ortamdaki ısı alması) olan kesimlerinde, sıcaklığın değişim periyodunda, yüzey suları ılıktır ve pinoklin tabakasının nedeniyle yüzey suları ile dip sularının karışımı engellenir. Çözünmüş inorganik nutrient ortamda fitoplankton tarafından kullanıldıktan sonra, ılık yüzey sularında nutrient tüketimi durur. Orta ve yüksek enlemlerin, negatif ısı değişimi (okyanusun ortama ısı vermesi) olan okyanus bölümlerinde, ısı değişimi esnasında yüzey suyu soğuk olup, durağan olmayan dip suları ile karışır. Isı kaybının olduğu durumlarda, güçlü rüzgarlar ve düşük ışık nüfuzu sonucunda nutrient yoğunluğu karışım süresince yüksek olacaktır. Bununla birlikte; rüzgâr tesiriyle "upwelling" ve karışımın yüksek, solunumun fotosentezden daha fazla olduğu bölgelerde karışım planktonları eufotik zonun altına çekecektir. Karışım, fotosentezi engelleyecek derinliği ve yoğunluğu aştığında canlı populasyonlarının artması engellenecektir (33).

Kıyusal "upwelling"; iyi karışmış sularda ışığın nüfuzunun sınırlanması ve tabakalaşmış sularda nutrient yoğunluğunun sınırlanmasını engelleyen bir sirkülasyon modelidir. Mevsimsel ekosistemlerde, yıllık verimliliği en yüksek bölge upwelling sularının yüzeye çıkararak dağıldığı cephe açığında görülür. Peru "upwelling" alanında, "upwelling" sezonu boyunca yüzey su sıcaklıklarının normalden düşüktür ki bunun nedeni: soğuk dip sularının "upwelling" neticesi yüzeye çıkmasıdır. Upwelling olayının başladığı ve bittiği dönemlerde, "upwelling" bölgesinde meteorolojik ve biyolojik olayların seyri anormal değişiklikler görülür. Örneğin,



soğuk Peru "upwelling" akıntısı dinelip yok olduğunda, Peru kıyıları açığında yıkıcı biyolojik ve meteorolojik olaylara neden olurki bunun nedeni; "upwelling" sona erdiğinde sıcak El-Nino akıntısının "upwelling" sularını ekvatorun güneyine doğru dağıtması ve yüzey su sıcaklıklarında ani bir yükselmeye neden olmasıdır. Bu gibi büyük karışımlar, Peru kıyıları boyunca güneye doğru yayılır. Akıntıların anormal bir şekilde değişimi ve yüzey su sıcaklıklarının yüksekliği, yüzeye yakın atmosferde dengesizliğe ve sonuçta aşırı yağmurlarla birlikte sel ve erezzyona neden olur. Anormal durumlar, kıyısız ortamlarda planktondan balığa kadar, denizel yaşamın tamamında büyük kayıplara neden olur. Ölmüş ve çürümüş organik maddeler su ve atmosfer içersinde hidrojen sülfid gibi istenmeyen gazların birikmesine neden olması neticesi, bölgede yaşayan; zooplankton, balık, memeli ve kus popülasyonlarında büyük miktarda ani ölümler meydana gelir (30).

A.B.D`li meteorologlar tarafından Pasifik Okyanusu`nda yüzey su sıcaklığı ile hava arasındaki ilişki 1971-1975 yılları arasında incelenmiş ve inceleme periyodunda,merkezi pasifikte yüzey su sıcaklığı normalden daha ılık olduğu halde Amerika`nın batı kıyıları boyunca yüzey su sıcaklığının normalden soğuk olduğu tesbit edilmiştir. İnceleme periyodunda hava, batıda nisbeten yağışlı olduğunda doğu kıyılarının ılık ve merkezi pasifigin yağışsız olduğu gözlenmiştir. Batıda, hızlı "upwelling" akıntısının şiddetlendiği dönemlerde, okyanus-atmosfer etkileşimi sonucu güçlü fırtınalar Kaliforniya kıyılarını etkisi altına alarak; aşırı yağmurlara ve büyük hasarlara neden olur. Upwellingin şiddetli olduğu dönemlerde Kalifornia, Rocky dağlarına aşırı miktarda kar yağar ve büyük seller körfez bölgesini etki altına alarak suyun rengini kırmızıya dönüştürür. Yukarıdaki durumun görüldüğü kış aylarında Amerikanın doğu bölümünde ise son derece ılıman bir iklim görülür.Havanın bu gibi etkileri atmosfer-okyanus etkileşimiyle oluşan, Kaliforniya akıntısı, yıkıcı etkiye sahip El-Nino akıntısı gibi doğa olaylarının sonucudur (34).

## 1.7 KARADENİZ

### 1.7.1 Konum ve Boyutu

Karadeniz: 40°55,5 - 46°32,5 Kuzey enlemleri ve 27°27 - 41°42 Doğu boylamları arasında olup, kuzeydoğusundaki Kerc Boğazı yoluyla Azak Denizi ve güneybatısındaki İstanbul Boğazı vasıtasıyla da Marmara Denizi ve açık denizlerle irtibatlıdır. Doğu-Batı yönünde, en uç noktalar arasındaki uzaklık 1149 km. ve kuzey güney yönünde maksimum genişliği 611 km dir. Karadeniz, Akdeniz ve Ege denizine göre az sayıda körfez ve koya sahip olması ve kuzey batı kıyıları haric dik yapılı sıradaglarla çevrili kıyıları ile karakterize edilir. Yüzey alanı 423.488km<sup>2</sup> olup, hacmi 573.000 km<sup>3</sup> tür. En derin yeri 2.245 m. ve ortalama derinliği 1271 m dir. 100m lik bir derinlik çizgisi kuzey batı kıyıları haric tüm bölgelerde sahile çok yakındır (1-10km civarında). Dip eğim acısı genellikle 4-6° arasında olup sık sık 12-14° ye kadar çıkar.

### 1.7.2 Karadeniz'in Oşinografik Özellikleri

#### 1.7.2.1 Su dengesi.

Karadeniz, İstanbul ve Çanakkale boğazları vasıtasıyla Akdeniz ile bağlantılı olup, Atlantik Okyanusu'na uzaklığı 3000km'dir. Su dengesinin esas unsurlarına bakıldığında; nehirler yoluyla yıllık tatlı su girişi 400 km<sup>3</sup> olup, bunun en önemli kısmını Tuna Nehri oluşturmaktadır. Tuna'dan boşalan suyun hacmi 203 km<sup>3</sup> civarındadır. Ayrıca Dinyester ve Bug nehirlerinden 54.7 km<sup>3</sup>-lük bir su boşalımı olur. Anadolu kıyılarından Karadeniz'e en fazla su boşalımı, Sakarya, Kızılırmak ve yeşilirmak'tan olup; her biri yaklaşık olarak, yıllık 6 km<sup>3</sup>-lük hacime sahiptir.

Düşük tuzluluktaki Azak Denizi suları (% 0.10 .(35)) üstten Karadeniz'e , daha tuzlu karadeniz suları (% 0.17-18

(36)) alt akıntı olarak Kerc Boğazı yoluyla Azak Denizine girer. Diğer taraftan yüksek tuzluluğa sahip Marmara suları (yüzeyde: % 0.22, 150m`de: % 0.38, (35)) dip akıntısı olarak İstanbul Boğazı`ndan Karadeniz`e girip (yıllık  $200\text{km}^3$ ) boğazın taban eğimiyle uyumlu olarak aşağı doğru hareket ederken, Karadeniz suları da yüzey akıntısı olarak boğazdan Marmara`ya girer (yıllık  $348\text{km}^3$ ). Marmara Denizi`nden gelen tuzlu sular, Karadeniz`in 200 m`nin üzerindeki üst tabakası içinde keskin tuzluluk tabakalaşmasına neden olur. Üst tabaka içersinde verimli bir flora ve fauna gelişimi olur. Buna karşın; dip tabaka hidrojen sülfid gazı ile kontamine olmuş olup iki tabaka arasındaki etkileşim düşük değerdedir.

#### 1.7.2.2 Yüzey Akıntıları

Karadenizin ana akıntıları Neuman (37), Faschuk (38) tarafından incelenmiş olup, bu akıntılarla ilgili bir sema Neuman (37) tarafından oluşturulmuştur (Şekil 21). Sema; dairesel bir akıntı sistemi göstermekte olup, 200m`deki es derinlik eğrileri ile aynı derinlikte, kıyıya paralel hareket eden siklonik akıntılarla yönlendirilmiş ana akıntı sistemini içerir. Bu birleşik ana akıntı sisteminin bir kolu Anadolu`nun batı kıyısında, Ereğli`ye yakın bir bölgede kuzeye doğru yönelerek Kırım Yarımadası`nın güneybatısında, batıya doğru hareket eden ana akıntıya dönüşecek şekilde hareket eder. Bu döngü; Karadeniz`in batı kısmında ikincil bir girdap oluşturur. Kırım Yarımadası`nın güneydoğusundan güneye doğru hareket eden farklı bir akıntı kolu mevcut olup, bu kol Anadolu kıyıları açıklığında güneydoğu ana akıntısına karışıp doğu ekgirdabını oluşturur ki bu oluşum Karadeniz`in ortasından kuzeye ve güneye doğru yönelmiş akıntılarla uyumludur. En büyük siklonik ana girdap iki yan girdapla bağlantılıdır.

Karadeniz`de akıntı örnekleri bir bütün olarak Şekil 21`de eğriler içerecek şekilde gösterilmektedir. Çok düşük hızdaki akıntı ( $10-20\text{ cm sn}^{-1}$ ) İstanbul Boğazı`ndan

doğuya doğru yönelir. Akıntı kıyıyı çok yakından takip ederek, Ereğli civarında kuzeydoğuya doğru yöneldiğinde akıntının hızı  $40 \text{ cm.sn}^{-1}$ 'ye yükselir. Akıntı Kerempe'nin kuzeyinde iki kola ayrılır. Daha güçlü olan kol kuzeye doğru harekete devam eder ve fasılalı olarak azalan bir hızda kuzeye ve daha sonra kuzeydoğuya doğru döner. İkinci ve daha az güçlü olan kol ise doğu havzası çevresinde hareket ederek Anadolu kıyılarının çok yakınından geçerek Sinop'un güneydoğu ucundan kuzeye döner. Sinop'ta; doğu akıntısı  $20 \text{ cm.sn}^{-1}$ 'nin üzerinde bir değerdeki siklonik alt akıntıyla birleşir.  $37^{\circ}\text{E}$  civarında ana akıntı bölünür. Kollardan birisi; önce kuzeydoğuya daha sonra ise kuzeye döner. Bu kollar arasında, genellikle zayıf su hareketlerinin olduğu alanlarda, küçük girdaplar oluşur. Bu iki kol daha sonra Kafkasya sahilleri açığında tekrar bir araya gelir ve  $40 \text{ cm.sn}^{-1}$ 'lik hıza sahip güçlü bir akıntı oluştururlar. Bu akıntı daha küçük kollar içinde bölgesel girdaplar tarafından kesilerek, Kerc Boğazı güneyinde dağılına kadar, kuzeybatıya doğru kıyıya paralel hareket eder. Bu kollar daha sonra birleşerek, Kırım Yarımadası çevresinde ana akıntıya katılıp güneybatıya doğru akar. Sınırlı sayıdaki bazı akıntı kolları güneye doğru döner ve daha sonra Anadolu sahilleri boyunca hareket eden akıntıya karışır. Ana akıntı Kırım Yarımadası'nın güney ucundan batıya doğru yönelirken, Kırım'ın güneyinde güçlü ve sürekli bir girdap meydana gelir (23).

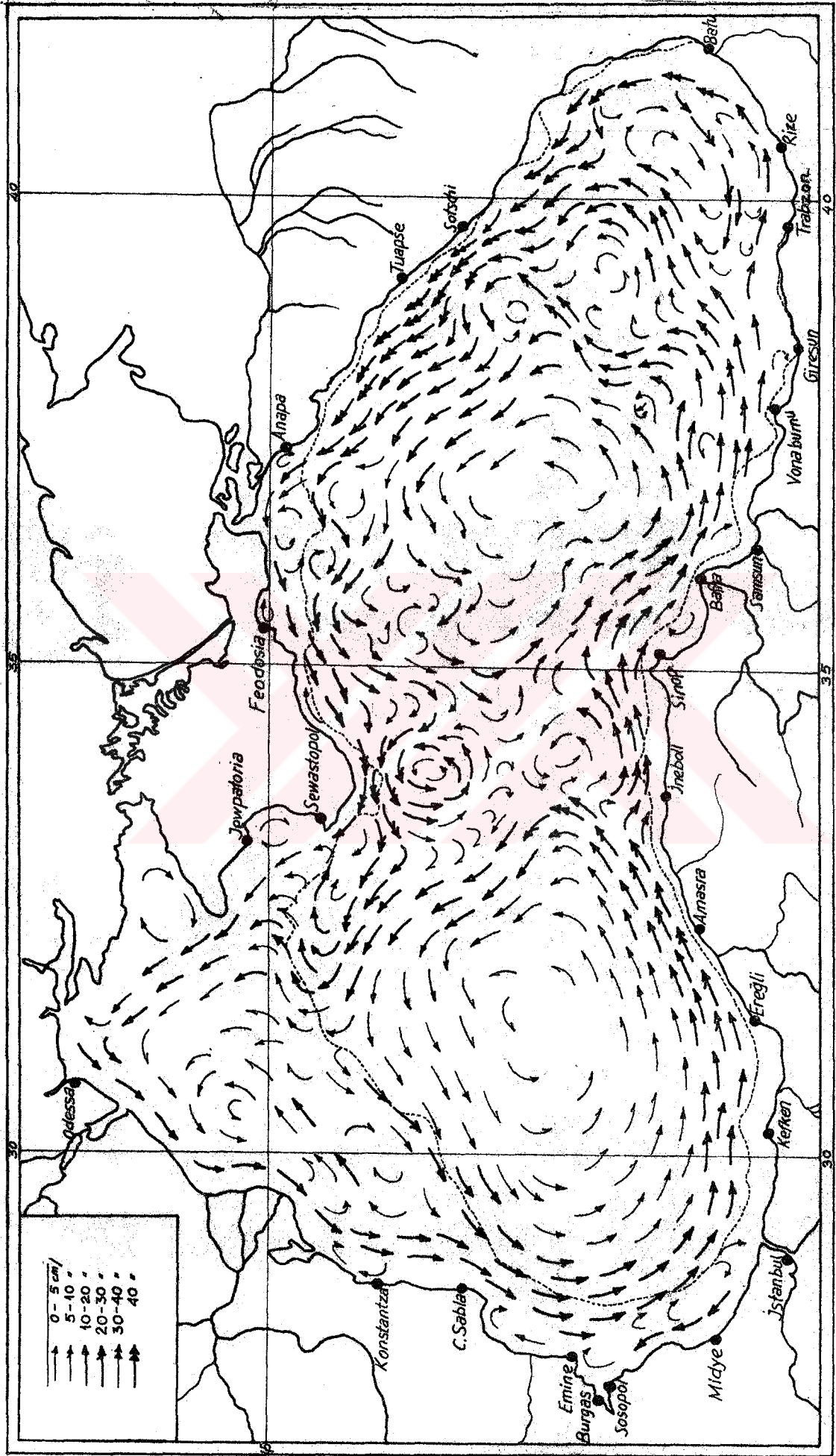
Kırım'ın güneyinde batıya doğru hareket eden akıntı, yarımadanın batı kıyılarını takip eden bir kola ayrılır. Ana akıntı  $30-40 \text{ cm.sn}^{-1}$ 'lik bir hıza sahiptir ve batı siklonik akıntısının güneybatıdan gelen kolu ile birleşir. Bu akıntıların kıta kenarı üzerinde birleşmesiyle, kombine akıntı Kırım, Tarkankutski Burnu'nun açığında sağa doğru döner. Esas akıntı ise sola doğru keskin bir şekilde dönerek kuzeybatıya doğru akar. Karadeniz'in kuzeybatısındaki sığ kıta yamacı üzerinde, daha zayıf batı siklonik girdabından gelen akıntı batıya doğru hareket eder. Hareket esnasında izobathları takip ederek Romanya açıklarında güneye doğru

hareket eden sularla birleşir. Bu akıntı Bulgaristan kıyılarını katederken "Seytan(devil) Akıntısı" olarak adlandırılır. Bu akıntının Karadeniz'in batı kıyıları boyunca hızlı hareket etmesi, büyük nehirlerden hatırı sayılır miktarda su kütesinin denize bu bölgeden dahil olması dolayısıyladır. Bu nehirler: Tuna, Dinyeper, Bug, Dinyester v.b dir. Kuzeybatı kıyılarında bölgesel girdaplarla birlikte zayıf bir akıntı mevcuttur (39).

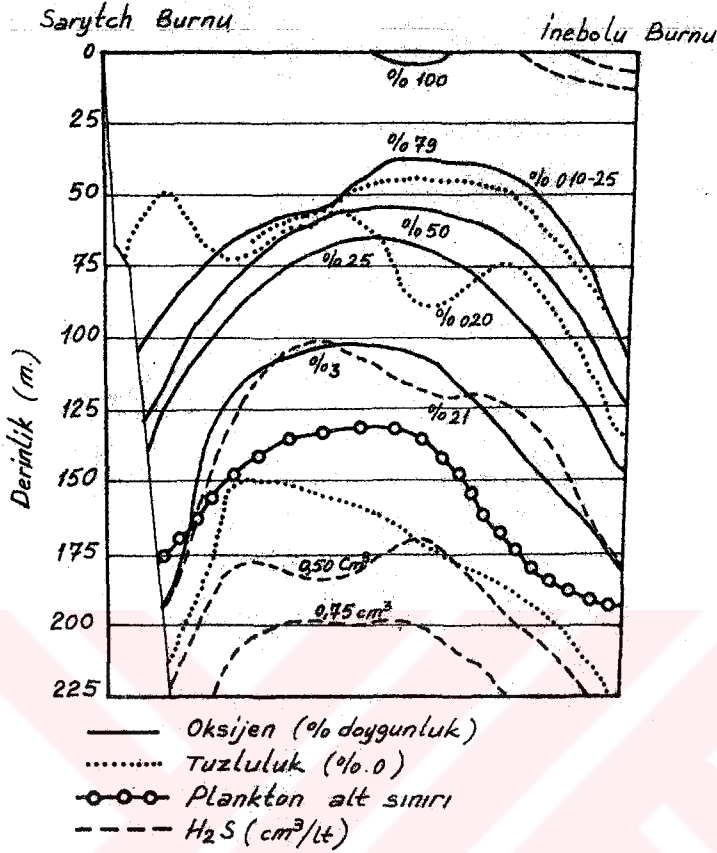
Varna Körfezi'nde tuzluluk değeri % 0.11 ile % 0.18,4 arasındadır ve genellikle % 0.16-17'dir. Yüzey suyu sürekli olarak körfezden açık denize doğru hareket ettirilir. Böylece: derindeki daha tuzlu su yüzeye çıkar. Suyun sıcaklığı 14°C ile 19°C arasında değişmekte olup Seytan Akıntısı'nın sıcaklığı kışın önemli ölçüde değişir (39).

Egri örneklerinden hesaplanan akıntı modelleri yalnızca bir kez gerçek değere yakın olarak düşük rüzgarlı Yaz aylarında tesbit edilmistir. Bu bölgede güçlü rüzgarlar sürekli estiğinde akıntıların yönü, Nechaev ve arkadaşlarının (40) Seytan Akıntısı için yapmış oldukları araştırmada olduğu gibi tamamen değiştirilmiş olabilir. Değişim sadece siklonik basınç değişimlerinin neden olduğu büyük akıntı sistemlerinde geçici karışıklıkların oluşmasından ibarettir.

Bütün diğer denizlerde olduğu gibi Karadeniz'de de ana akıntı sistemi saat ibresine ters yönde dairesel bir harekete sahiptir (Şekil 21). İki farklı döngüden oluşan bu akıntı sisteminde her bir dairesel döngü alanı, etkilediği alan itibariyle kıyından açığa doğru kubbe şeklinde bir model teşkil eder. Karadeniz'de kıyından kıyıya döngü alanının ara kesit diyagramında O<sub>2</sub>, Tuzluluk ve H<sub>2</sub>S eğrilerinin genel yapısı şekil 22'de verilmiştir. Şekilden görüleceği üzere aynı değere sahip eğriler kıyıya yaklaştıkça kademeli olarak azalır. Fakat bazı noktalarda akıntı kıyıya yakın olarak hareket etmez. Döngü alanının merkezinde hidrojen sülfid üst sınırı 100 m'ye çıkmakla birlikte akıntı alanında üst sınır 155 m'den daha derindedir (41).



şekil 21. Karadeniz'de mevcut yüzey akıntıları.



Sekil 22. Kırım yarımadasının güneyi ile Anadolu kıyıları ( Inebolu burnu) arasında hidrolojik kesit ve plankton alt sınırı (41).

Nikitin (41) in belirtmiş olduğu gibi kıyıların açığındaki es derinlik kusağı, suyun açığa sürüklenmesi ve vertikal karışımın önemli bir etmeni olan rüzgarlar tarafından da ilerletilebilir. Gerçekte Karadeniz'in hidrolojik yapısında önemli değişiklikler söz konusudur. Bunlar; atmosferik olaylar, tatlı su girişi, İstanbul boğazı ve Kerc boğazından su alıverisi gibi önemli değişimler olup birçok araştırmacı tarafından incelenmişlerdir (43). Üst tabakada tuzluluğun belirli oranda yükselmesi buna karşın toplam su kütlesi içersinde tuzluluğun azalması 25 yıllık bir periyot boyunca araştırılmıştır. İnceleme periyodu boyunca denizin tamamında tuz konsantrasyonu 2 milyar ton olarak belirlenmiştir. Bunun en önemli nedeni İstanbul

boğazından kazanılan tuz miktarının kaybedilenden fazla olmasıdır ki bu olgu döngü içersinde denize tatlı su girişinin azalmasının bir sonucu olarak üst tabakalarda tuzluluğun % 0.19 a yükselmesi ile ilişkilidir (44).

Planktonların 87.5 m. den daha derinde bulunmadığı bazı bölgelere karşın döngü alanı çevresindeki ek girdap alanlarında açık deniz zonu faunası 200 m.'den daha derin bölgelerde de tesbit edilmiştir. Buradan da su sirkülasyonunun Karadeniz'in her tarafında es derinliklere sahip olmadığı, canlı gelişimine uygun üst zonun merkezden kıyılarına doğru gidildikçe ve ana girdapların kesisme bölgelerinde merkeze göre daha derin olduğu anlaşılmaktadır (43).

### 1.7.2.3 Su Kütlelerinin Sirkülasyonu

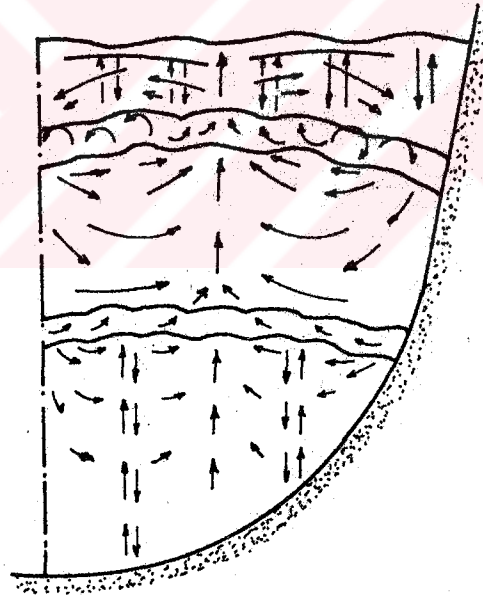
Kardeniz'in su kütlelerinin sirkülasyon yapısı ve İstanbul Boğazı etkisindeki su dengesi, bu yarı kapalı deniz havzasında biyolojik aktivitelerin geniş bir dizisi için büyük öneme sahiptir. Bu problemlerle Karadeniz'in dip zonlarında canlıların büyük bir çoğunluğunun yaşamını engelleyen hidrojen sülfid gazının varlığı belirlenmiştir (45). Kardeniz sularının dikey karışımının yapısı üzerine farklı yaklaşımlar ileri sürülmüştür. Bazı araştırmacılar dipteki hidrojen sülfid tabakasının üst tabaka ile etkileşimini sadece Marmara ve İstanbul boğazından Karadeniz'e geçen tuzlu su akımından doğan kademeli bir upwelling yoluyla olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu araştırmacılara göre havalandırılmış üst tabaka ve hidrojen sülfid ihtiva eden dip tabaka, yapı ve orijin bakımından tamamen farklıdır. Diğer bazı arştırmacılar tarafından yapılan kabul de ise: iki ana su kütlesi, rüzgâr ve akıntı sistemeleri, dahili dalgalar ve dip tabakların çalkantısıyla karışır (44).

Karadeniz'in biyolojik verimliliğinin tahmini sirkülasyon problemlerinin çözümüne bağlıdır. Verimlilik organik parçalanmanın her safhasında derinlere taşınarak



kaybedilen esas organik madde miktarı, mineralizasyon ve dip durağan zondan bu maddelerin sürekli birikme miktarının tesbiti ile belirlenir.

Karadeniz`de su kütlelerinin karışımı hakkındaki kapsamlı incelemeler; Neuman (23) ve Wodyanitzky (45)`nin yapmış oldukları çalışmalardan daha eskiye dayanmaz. Her iki araştırmacı tarafından da hidrojen sülfid kaplı tabaka ve canlıların yaşadığı üst tabakalar arasındaki dikey su değişiminin varlığı belirlenmiştir. Dairesel akıntılar ve su kütlelerinin hareket alanı Wodjanitzky'nin oluşturduğu modelle tam bir uyum halinde değildir. Buna karşın merkezi döngü kuşağından kenara doğru gidildikçe hareket spiral bir yapı gösterir. Ayrıca farklı katmanlar arasındaki suyun dikey karışımı, yüzeyden derine inildikçe farklılaşır (Sekil 23).



Sekil 23. Wodyanitzky (45)`e göre Karadeniz`de dikey su değişim diyagramı.

Wodjanitzky (45)`nin Karadeniz için geliştirdiği dikey su sirkülasyonu modelinde (Sekil 23) sirkülasyonu etkileyen etmenler şunlardır:

- a) Rüzgârın yüzeyde akıntılar sistemi yaratması

- b) Dünya rotasyonunun akıntıları sağ tarafa doğru saptırması ve spiral bir akıntı hareketine neden olması
- c) Yüzey tabakalarının soğuması
- d) Dip tabakaların ısınması
- e) İç dalgalar
- f) Türbülans ve difüzyon.

Wodyanitzky`ye (45) göre Karadeniz, üç ana ve iki ara olmak üzere bes tabakaya ayırmanın uygun olacağı düşünülmüştür (şekil 23).

Birinci tabakada; su merkezde yükselirken kenarlara doğru harmonik bir hareket mevcuttur ve kenarlarda bir çökme (sinking), iç karışım olur.

İkinci tabakada; çalkantı karışımı (iç dalgalar) meydana gelir.

Üçüncü tabakada; merkezde yükselme, merkezden kenarlara doğru yatay hareket ve kenarda, dibine doğru çökme olur.

Dördüncü tabakada; bir miktar çalkantı ve iç dalgalar mevcuttur.

Beşinci tabakada; bir miktar karışım ve kenara doğru zayıf bir hareket meydana gelir.

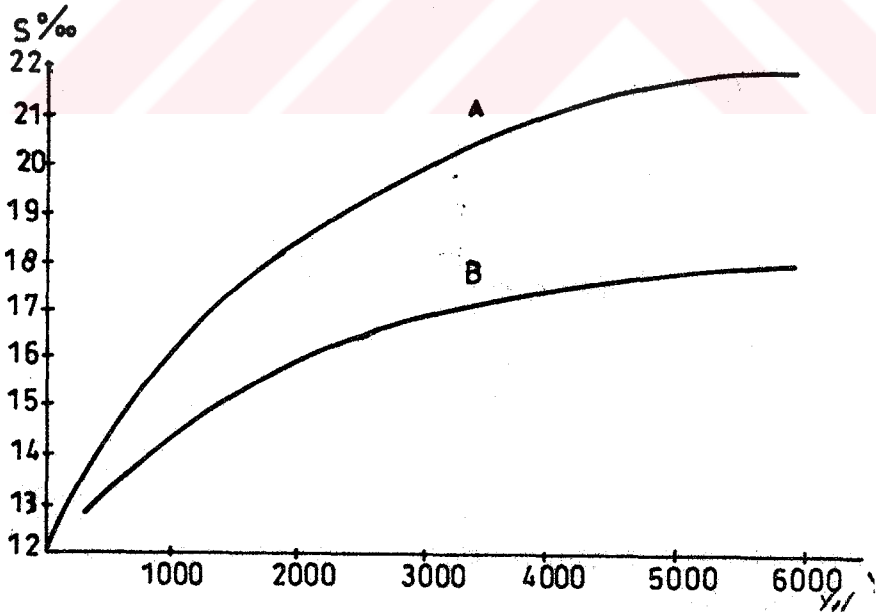
Karadeniz'in tabaka yapısını, İstanbul Boğazı yoluyla sağlanan su dengesi göz önüne alınmadan çözmek mümkün değildir. Bu koşulu göz önüne alarak, Wodyanitzky (45) şöyle bir hesaplama yapmıştır: Sayet Marmara Denizi'ne Canakkale Boğazı'ndan, su girişi  $200 \text{ km}^3$  (tuzluluk % 0.36) ve su çıkışı  $360 \text{ km}^3$  (tuzluluk % 0.12) olarak kabul edilirse (Marmara suyunun, Akdeniz suyu ile temas etmeden önceki tuzluluğunu da % 0.12 olarak kabul edersek) 6000 yıllık bir periyotta, Akdeniz ile irtibat sonucu Karadeniz Havzası'nın tuzluluk değişimi Tablo 2 ve Şekil 24'de verilmiştir (46).

İstanbul Boğazı vasıtasıyla su dengesindeki değişim sabit kaldığı takdirde, tuzlulukta artış olmaz. Denge koşulu ve diğer koşullar gözönüne alınarak, Wodyanitzky (46) tarafından yeni bir teori ortaya atılmıştır. Teoriye göre:

Karadeniz sularının dikey karışımı, bütün tabakalarda meydana gelir ve dip suları 100-130 yılda canlıların yoğun olarak yaşadığı üst tabakaya doğru yükselir ki bu teori bugün de geçerliliğini korumaktadır. Teori birçok bilim adamı tarafından kabul edilmekle birlikte kesin bir yanıtı henüz bulunamamıştır.

Tablo 2. Karadeniz'de tuzluluğun zamana bağlı olarak değişimi (46).

Zaman (yıl)	Ortalama tuzluluk ve artışı	Yüzeyde tuzluluk ve artışı
0	12 -4.4	12
1000	16.4 -2.2	14.5 -2.5
2000	18.6 -1.6	16.0 -1.5
3000	20.2 -1.0	16.8 -0.8
2000	21.2 -0.6	17.4 -0.4
5000	21.8 -0.2	17.8 -0.2
6000	22.0	18.0



Sekil 24. Karadeniz'de, İstanbul Boğazı'ndan giren suların etkisiyle, yıllara göre tuzluluğun değişimi. A: Yüzeyde tuzluluk, B: Ortalama tuzluluk (46).

#### 1.7.2.4 Karadeniz'in Diğer Osinografik Özellikleri

Karadeniz'de osinografi ile ilgili, 1950 yılından sonra yapılan önemli bazı çalışmalar; Caspers(39), Grashoff(47), Sorokin(48), Tolmazin(49), Balkas ve arkadaşları(36)'nın yapmış olduğu çalışmalardır. Karadeniz ılıman iklim kuşağında bulunmakta olup buharlaşma ile kaybedilen su miktarı  $332-392 \text{ km}^3/\text{yıl}$ , buna karşın, kazanılan su miktarı yağmurlarla  $225-300 \text{ km}^3/\text{yıl}$  ve nehirlerden  $350 \text{ km}^3/\text{yıldır}$  (46).

Karadeniz'e akan nehirlerin suları Rus stepleri ve Anadolu'nun kuzey bölümüne düşen yağışların bir sonucudur. Yağış miktarları özellikle ilkbahar ve sonbahar döneminde fazlalığından Karadeniz'in su yüzeyinde ve dolayısıyla boğazdan Akdeniz'e doğru akan su miktarında bu dönemlerde belirgin derecede bir yükselme görülür (46).

Karadeniz'in en önemli karakteristik özelliklerinden birisi 100-200 m. arasında sürekli bir haloklinik göstermesidir. Karadeniz bu özelliğe sahip dünyanın en büyük su kütesidir (36). 100-200 m. derinlikteki üst tabaka ile daha derindeki su kütleleri arasındaki yoğunluk farkının çok büyük olmasından dolayı, her iki tabaka arasında karışım çok dar bir derinlikte meydana gelmektedir. Karadeniz'de farklı tabakalar keskin bir katmanlaşma ve durağanlaşma özelliğine sahiptirler. Tabakalar arasında; sıcaklık, tuzluluk, gaz ve nutrient konsantrasyonu, canlı dağılımı bakımından büyük farklılık görülür. Tabakalar arasındaki büyük farklılıktan dolayı, Knipovitch(50) Karadeniz'i; en tipik anormal su özelliklerine sahip deniz olarak adlandırmıştır.

Yüzey tabakası ile 200 m'nin altındaki tabaka arasında yoğunluğun keskin bir şekilde farklılaşmasının nedeni; nehir boşalmaları, Azak üst akıntısının girişi ve İstanbul Boğazı alt akıntısının girişi sonucunda dip tabaka tuzluluğunun artması sonucunda sirkülasyonun engellenmesidir. Dikey dağılım açısından, kıyısız bölgeler ve havzanın kuzeydoğu kısmındaki kıta sahanlığı dışında kalan her yerde, tuzluluk

genelde aynı değerdedir. Havzanın derin kısımlarında, tuzluluğun ortalama değere göre tam belirgin olmayıp % 0.02S-% 0.04S civarında farklılık gösterir. Karadeniz'in dip suları ortalama % 0.22,2-22,4 tuzlulukta olup, havzada bölgesel dip sularının karışım özelliklerine bağlı olarak değişim gösterir. Özellikle dikey karışım; 1000 m'nin altında, tuzluluk ve diğer özelliklerin homojen dağılımı, zeminden doğan jeotermal ısı değişimi sonucunda oluşur. 600 m'nin üzerinde ve yüzeyde, değişimler daha belirgin olmakla birlikte, tuzluluk oldukça homojen bir yapıdadır. Yüzey suyunun ortalama tuzluluktan farkı yaklaşık olarak % 0.4-5 kadardır (Şekil 25).

Karadeniz'de yüzey suyu tuzluluğu; buharlaşma, yağış, nehirlerden boşalan su miktarı, mevsimlere ve coğrafik ortam farklılığına göre değişim göstermekle birlikte bu değişimler 200 m'nin altındaki tabakalarda pek görülmez. Ortalama yüzey suyu tuzluluğu; kışın % 0.18-18,5'dir. Karadeniz'in özellikle Batı ve Güneydoğu bölümünde Kış tuzluluğu yüzeyde, Yaz'a göre % 0.1-1,5 daha fazladır. Karadeniz'in orta kısmında sıcaklık, tuzluluk değerleri Tablo 3, Tablo 4 ve Tablo 5'da gösterilmektedir.

Tablo 4. Karadeniz'de sıcaklık ve Tuzluluğun yılın en sıcak ve en soğuk dönemlerine göre dağılımı(40)

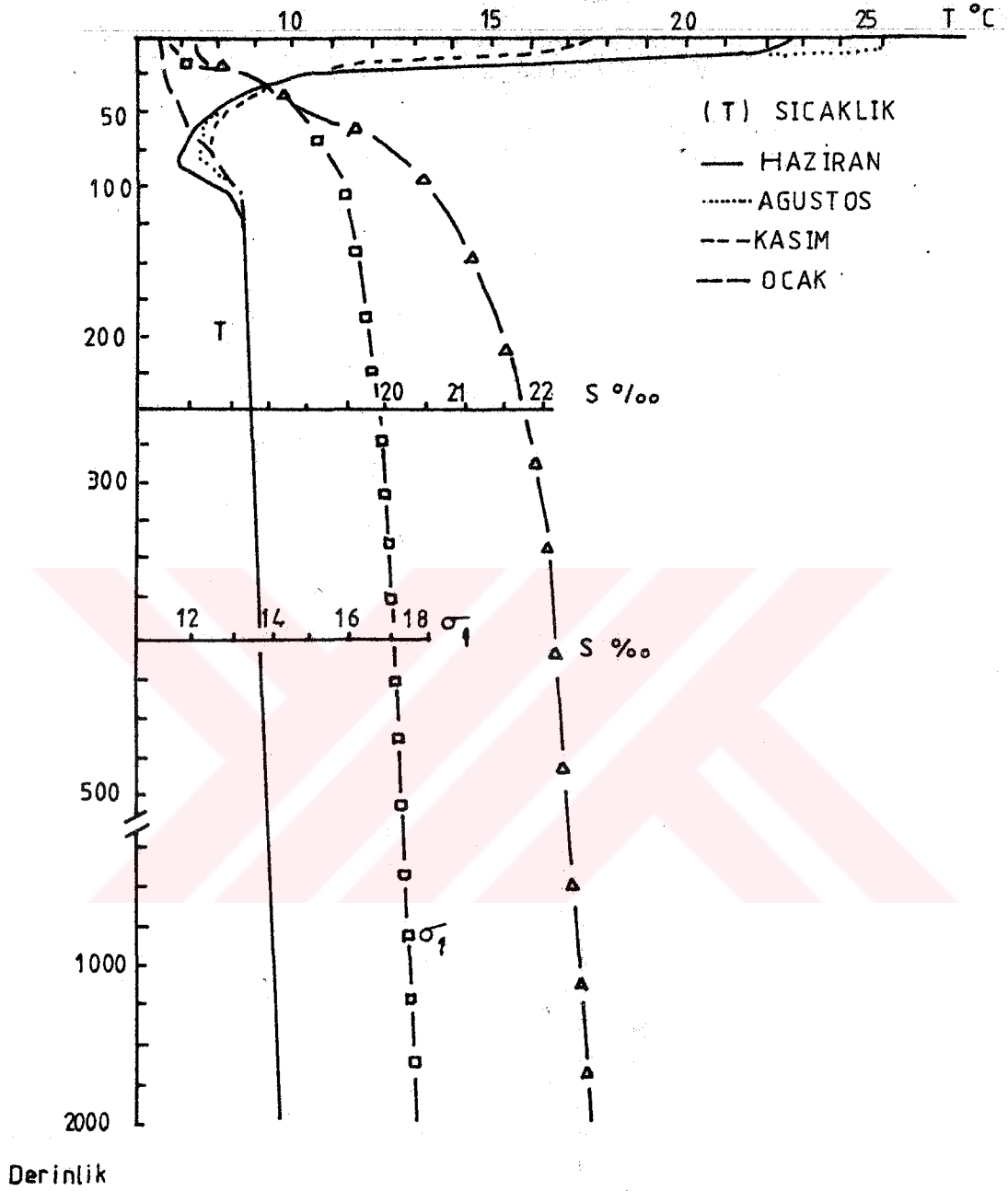
Derinlik m.	Sıcaklık °C		Tuzluluk ‰S	
	Yaz	Kış	Yaz	Kış
1	22.11	7.15	18.24	17.44
25	14.07	6.76	-	17.97
50	8.40	7.70	19.80	17.97
100	8.55	8.14	20.63	20.28
150	8.67		21.01	
500	8.90		22.01	
2000			22.23	

Tablo 4. Karadeniz'de sıcaklığın düşey dağılımı (49).

Derinlik m.	En düşük C°	En yüksek C°	Değişim farkı C°
0	6.57	23.73	20.11
10	6.58	25.52	18.91
25	6.58	22.88	16.25
50	6.65	21.69	5.04
75	6.95	8.99	2.04
100	7.62	8.76	1.14
150	8.26	8.74	0.48
200	8.53	8.84	0.31
500	8.74	8.95	0.17
1000	8.83	8.99	0.16
1500	8.86	9.05	0.19
2000	8.87	9.12	0.25

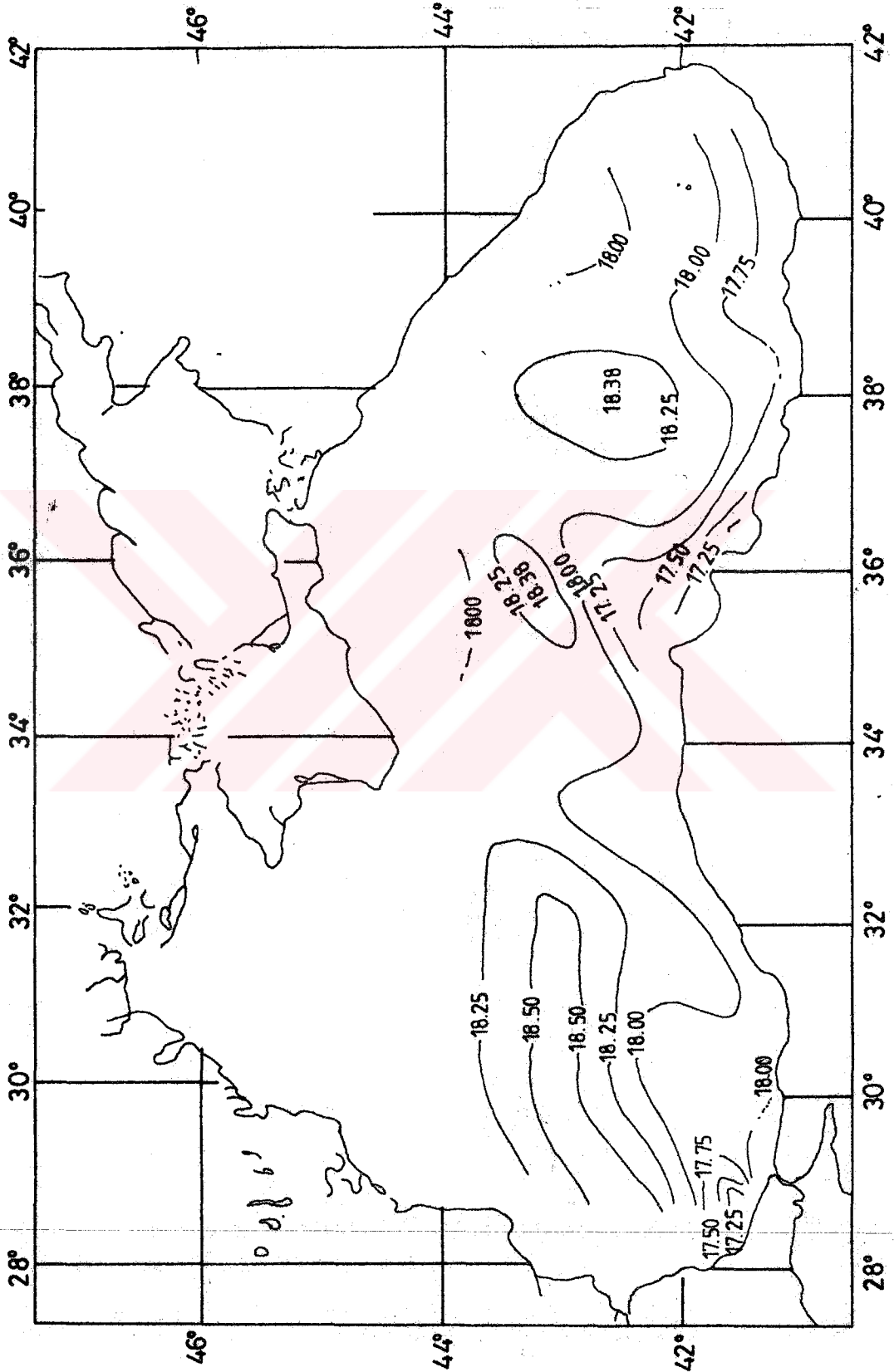
Tablo 5. Karadeniz'de klorinitenin düşey dağılımı (49).

Derinlik m.	200 m.den sığ alanlarda ‰ Cl	200 m.den derin alanlarda ‰ Cl
0	0.06-10.34	9.25-10.26
10	3.93-10.54	9.26-10.31
25	8.72-10.23	9.49-10.33
50	9.58-10.54	9.54-11.16
100	10.01-11.51	9.62-11.77
150	10.93-11.96	10.08-11.85
200		10.92-11.98
500		11.80-12.34
1000		12.03-12.42
1500		12.04-12.42
2000		12.20-12.40



Sekil 25. Karadeniz'de sıcaklık(T), tuzluluk(S) ve yoğunluğun ( $\sigma_t$ ) düşey dağılımı (36).

Karadeniz'in özellikle nehir bosalımının fazla olduğu Kuzey-Kuzeydoğu kıyıları ve kıta sahanlığında tuzluluğun % 0.14-16 olduğu yaz döneminde, ortalama yüzey suyu tuzluluğu en düşük değere sahiptir. Karadeniz'in Güney yarısında Yaz için tuzluluk değerleri Sekil 26'de verilmektedir.



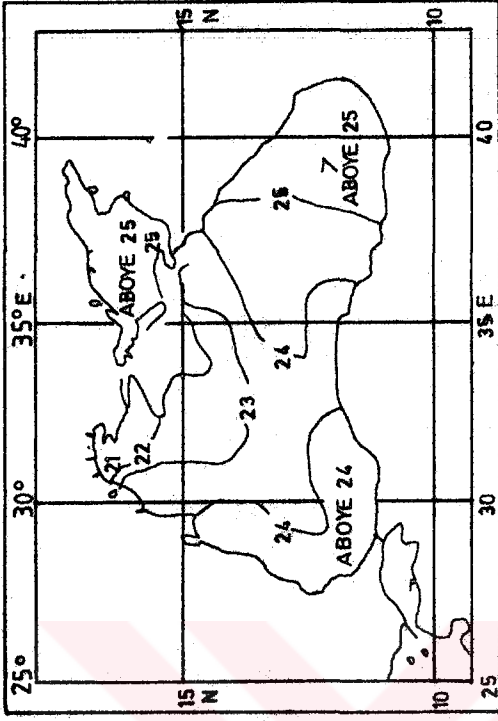
Слика 26 Вишев табакасында тиизлилик дағилими (°0005) (36)



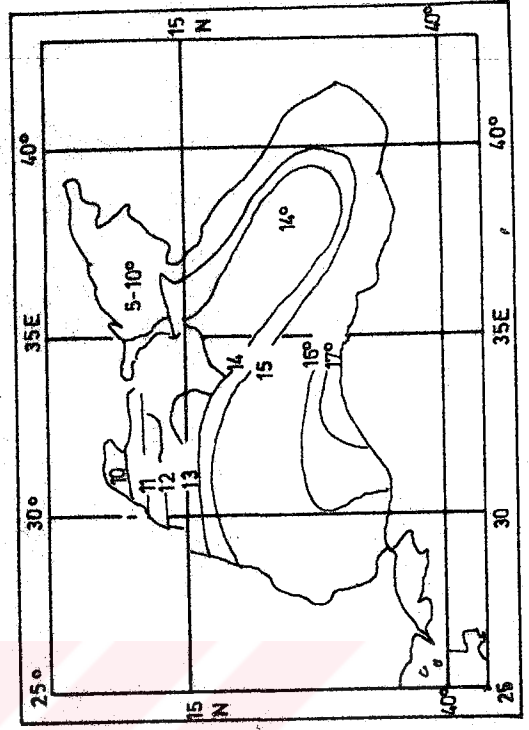
Karadeniz'in en batı kesimi, diğer kesimlere göre karakteristik olarak daha düşük yüzey tuzluluğuna sahiptir. İstanbul Boğazı girişi ve Anadolu kıyılarında tuzluluk % 0.17,25-17,50 civarındadır. Bu değerler, Anadolu'nun Kuzey kıyıları boyunca Karadeniz'e birçok nehrin su boşaltımıyla uyumlu bir değişim arzeder. Karadeniz'in merkez kısmında tuzluluk % 0.18,5'e kadar çıkar. Havzanın Doğu bölümünün merkezinde ise tuzluluk daha düşüktür. Tuzluluk ve sıcaklıktaki yıllık değişimler, genelde 150 m'ye kadar olan üst tabakada görülür. Yüzey ve dip suları arasındaki tuzluluk farkı % 0.4-5'e kadar çıkar (36).

Sıcaklık mevsimsel ve bölgesel olarak, tuzluluğa göre daha büyük değişimler gösterir. Yıllık, ortalama yüzey suyu sıcaklığı Güney'de 16°C, Kuzeydoğu'da 13°C ve Kuzeybatı'da 11°C'dir. Yüzey su sıcaklıkları Kasım-Subat periyodunda önemli derecede düşer (şekil 27). Bu periyotta su sıcaklığı merkez ve güney havzalarında; 7-8°C, kuzey havzasında ise 3-4°C civarındadır. En düşük sıcaklıklar kuzeybatı kıta sahanlığında görülür. Yüzey su sıcaklıkları, ilkbahara doğru yükselmeye başlayarak 15°C'ye kadar çıkar. Haziran-Ağustos arası Karadenizde en ılık sezon olup, bu dönemde su sıcaklığı 24-25°C'ye kadar çıkar. Sayet, Karadeniz sularının yenilenmesi sadece Akdeniz kökenli sularla olmuş olsa; İstanbul boğazından Karadeniz'e akan suların ortalama akış hızına göre dip sularının yenilenmesi için yaklaşık 2500 yıllık bir süre gerekir. Ancak dip sularında, çeşitli yöntemlerle gerçekleştirilen yaş belirleme sonuçlarına göre, bu suların ortalama 800 yıllık oldukları ortaya konmuştur, daha büyük bir hızla bu yenilenmeye katkıda bulunan düşey su hareketlerinin var olduğunu kabul etmek gerekir (51).

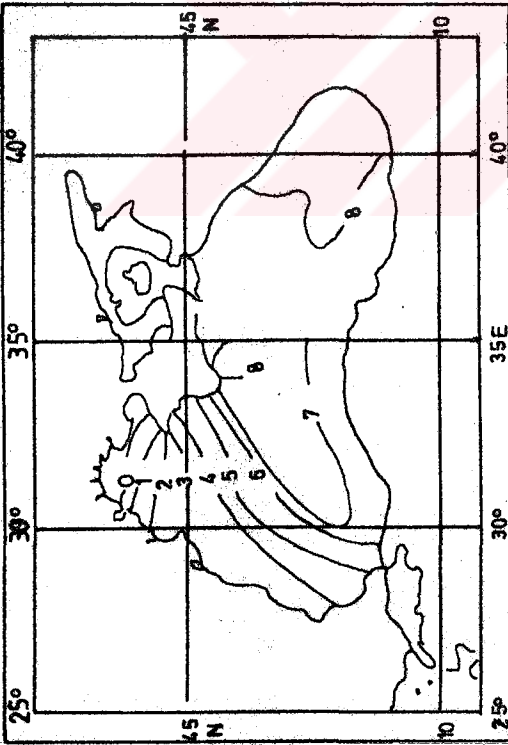
Karadeniz'de oksijen, sadece yüzey sularında mevcut olup 70-120 m'den daha derin sularda oksijen miktarı süratle azalır. Karadeniz'de oksijenin 200-250 m. derinlikten itibaren ortadan kalkmasının ana nedeni; bu denizde birbirini üzerindeki tabakalar arasında mevcut olan yoğunluk farklarının, belli derinlikten sonra aşırı derecede artması nedeniyle ve yüzey tabakası ile dip tabakaları arasındaki



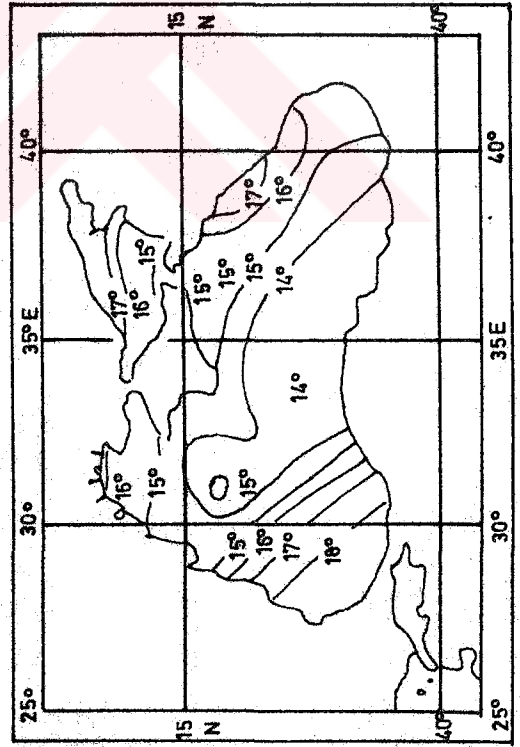
Agustos



Kasım



Subat



Mayıs

Şekil 27. Karadeniz'de yüzey suyu sıcaklığı değişimleri  
(35).

etkilesimin çok düşük degerde olmasidir. Kısın yüzey tabakası, yaza göre daha soğuk ve yoğun olmasına rağmen, dip tabakaları her zaman yüzey tabakasından daha yoğun olduğundan güçlü bir sirkülasyon gerçekleşemez.

Karadeniz havzasında derinlik arttıkça oksijen miktarı azalmakta, buna karşın hidrojen sülfid gazının miktarı artarak litrede  $7\text{cm}^3$ 'e kadar çıkmaktadır (Tablo 6 ve 7).

Tablo 6. Karadeniz'de  $\text{O}_2$ 'nin düşey dağılımı (mg/lt), (51).

derinlik m.	200m.den sığ alanlarda $\text{O}_2$	200m.den derin alanlarda $\text{O}_2$
0	3.38-7.95	4.57-7.62
10	4.01-7.92	4.28-7.40
25	4.12-7.89	2.51-8.64
50	4.30-7.86	1.05-7.76
75	1.41-7.43	0.22-7.28
100	0.25-0.97	0.12-7.16
150	0.22-0.82	0.00-2.71
200		0.00-1.88
300		0.00-1.93

Karadeniz'de mevcut akıntıların fiziksel özellikleri dikey sirkülasyon üzerinde önemli rol oynamaktadır. Kıyıya yaklaştıkça akıntı hızları artmakta ve buna bağlı olarak bu kıyılarda açık denize nazaran daha derinlere ulaşan sirkülasyonlar oluşmaktadır. İç akıntılardan başka, Akdeniz kökenli olup boğazdan alt akıntı olarak Karadeniz'e geçen sular da mevcuttur. Bu alt akıntıların debileri oldukça düşük olduğundan, akıntıların Karadeniz'in dip sularına oksijen sağlama hızı ölü organik materyel tarafından oksijenin tüketilme hızını dengelemeye yetmemektedir. Bu ise haloklin tabaka altında kalan su kütlelerinin tamamen oksijensiz kalması sonucunu doğurmaktadır. Karadeniz'in haloklin

tabakasının altında kalan su kütlesi, diğer tabakalarla etkileşim sonucu ortama karışan az miktardaki sularla yenilenmeyecek kadar büyüktür. Bu nedenle, Karadeniz'in 200 m'den daha derin sularında binlerce yıl önce haloklin tabakası oluşumundan günümüze kadar oksijensiz kalmıştır.

Tablo 7 Karadeniz'de H<sub>2</sub>S'nin düşey dağılımı (mg/lt) (50).

derinlik m.	Ortalama H <sub>2</sub> S
125	0.033
150	0.165
175	0.371
200	0.598
250	1.098
400	3.069
500	3.670
600	4.690
1000	5.637
1500	6.169

### 1.7.3 Karadeniz'de Meteorolojik Durum

Karadeniz'in üzerinde gerçekleşen meteorolojik olaylar özellikle kış aylarında Doğu-Batı ve Kuzey-Güney yönlerinin her birinde farklıdır. Kışın Karadeniz havzasını etkileyen yüksek basınç merkezi Sibiryaya üzerindedir ve ortalama basınç 1020 mb. civarındadır. Yaz aylarında; Doğu ve Güney Karadeniz'de alçak basınç, Batı Karadeniz'de ise yüksek basınç karakteristiktir. Sonbahar ve Kışın Karadeniz'de etkili olan basınç merkezi; Ekim-Mart periyodunda sık sık

görülen, atmosferik koşulların değişmesine, hava sıcaklığının düşmesine neden olan Azor alçak basınç merkezidir.

Karadeniz'de hakim iki ana hava akımı mevcuttur. Birincisi; Akdeniz'den gelip Marmara üzerinden Doğu'ya hareket eder. İkincisi ise Bulgaristan ve Romanya üzerinden Doğu ve Güneydoğu yönüne hareket eder. Bu hava akımlarının ortalama değerleri 20 knot civarındadır. Hava akımlarının bölgesel etkisi, genelde cephelerle birlikte görülür. Soğuk cepheler sıcak cephelerden daha aktiftirler. Kışın Karadeniz'de, depresyon bölgelerini etkisi altına alan rüzgârlar oldukça değişken olup, Batı'da Kuzey-Kuzeydoğu yönünde, Doğu'da ise Güney yönünde esen rüzgârlar baskındır. Yüksek hızlar genellikle, batıdan yaklaşan depresyonlar boyunca fırtınalar oluştuğunda görülür (36). Fırtınalar genellikle Kuzey- Kuzeydoğu'dan doğar ve ortalama frekansları ölçülen rüzgâr frekansının % 5'ini teşkil eder. Yıllık ortalama rüzgâr hızı; Karadeniz'in merkezinde 10 knot, güney bölgelerinde ise 6 knot'tan daha düşüktür. Karadeniz'de hava sıcaklıklarında günlük olarak, belirgin bir değişim görülür. Yaz ayları Karadeniz'in üzerinde nisbi yüksek hava sıcaklıklarının homojen dağılımı ile karakterize edilir. En yüksek ortalama sıcaklık; merkezde ve kuzey bölgelerde 22°C ve Güney Karadeniz bölgesinde 24°C dir. Günlük ortalama en yüksek ve en düşük hava sıcaklığı; Güney kıyıları boyunca Ağustos'ta 28°C ve 19°C dir. Benzer değişimler, günlük olarak kuzey kısımlardada görülür (36).

Hava sıcaklığı Eylül ayında düşmeye başlar. En büyük düşme Ekim ayı sonu ve Kasım ayında görülür. Yıl içinde hava sıcaklığının en düşük değerleri Ocak ve Şubat aylarında görülür. Sıfırın altındaki sıcaklıklar Kuzey kısımda özellikle Tuna Deltası ile Kırım yarımadası arasında sıkça görülür. Sıddetli geçen kış aylarında Tuna Nehri Deltası ve açığında buz kütleleri oluşmaktadır. Şubat ayından sonra hava sıcaklığı önce kademeli olarak, Mayıs ayı sonuna doğru ise hızlı bir şekilde artmaya başlar.

Bu bilgiler ışığında; atmosferik olaylar ve hava sıcaklığının Karadeniz'in hidrografisine ne gibi etkileri olduğu incelenirse: Karadeniz'in hidrografik koşulları, özellikle pinoklin tabakası mevsimlere bağlı sıcaklık değişimlerinin 90-100 m. kalınlığındaki yüzey su kütesinin altına ulaşmasını engeller. Sıddetli geçen kış aylarında Tuna Nehri deltası ve açığında buz kütleleri oluşmaktadır. Karadeniz'de, yağışlarla oluşan seviye farkları ve rüzgâr etkisiyle suyu seviyesinin  $\pm 1$  m'ye varan değişimleri dışında, özellikle gelgit olayının etkisi pek görülmez. gelgitin en etken dönemi ilkbahar sonu olup, bu dönemde gelgit yüksekliği 8 cm'lik bir değere sahiptir (44).

Karadeniz'de rüzgârın en önemli etkisi akıntılar üzerinde görülmektedir. Rüzgâr yönüne bağlı olarak mevcut akıntılar sahile yaklaşır yada uzaklaşır. Karadeniz'i çevreleyen dağ sistemlerinin etkisi ile batıdan gelen hava akımlarının geçişi ancak Tuna Vadisi'nden olmaktadır. Doğuda ise gerek Kafkas dağları gerekse Kuzey Anadolu dağları hava akımları için büyük bir engel oluşturmaması sonucu doğulu hava akımları ancak Hazar Denizi ile Karadeniz arasında kalan Hazar Gecidi'nden Karadenize ulaşabilir. Karadeniz'in en önemli özelliklerinden birisi de güneyini, güneydogusu ve batısını çevreleyen dağ silsilelerine karşın, kuzeyinde hava akımlarına engel olabilecek herhangi bir dağ zincirinin bulunmamasıdır.

Hava akımları Karadeniz'e genel olarak kuzeyindeki alçak ovalardan gelmektedir. Bunun dışında Batı'dan gelen hava akımları da yukarıda sözü edilen geçitlerden, siddetlenerek hızlı akımlar şeklinde Karadeniz'e girmektedir. Karadeniz'de esen baskın rüzgârların yönlerinin yüzde olarak dağılımı Tablo 8'da gösterilmiştir.

Tablo 8. Karadeniz'de rüzgârların yönlerine göre % dağılımı.

Rüzgâr yönü	% Dağılımı
Batı-Dogu	32
Güney-Dogu	17
Kuzey-Batı	19
Güney-Batı	18
Sakin	14

#### 1.7.4 Karadeniz'de "Upwelling" Kosulları ve Muhtemel "Upwelling" Bölgeleri

Karadenizde suyun fiziksel yapısını etkileyen faktörler; yağış, buharlaşma, nehirlerden tatlı su boşalımı ile Marmara ve Azak Denizi'nden su alışverişidir. Etkenlerin azalıp artması, ortam ile aylara ve mevsimlere göre değişir. Karadeniz kapladığı su hacmi itibariyle en büyük iç denizlerden biri olmakla birlikte inceleme kapsamında olan hacim; ilk 100-200 m'lik H<sub>2</sub>S konsantrasyonunun mevcut olmadığı üst tabakadır. Su sirkülasyonunun sürekli olduğu tabaka 200 m'nin üzerindeki üst tabaka olup; Karadeniz'de yaşayan canlıların birkaç tür bakteri hariç, tamamı 200m.nin üzerindeki yüzey tabakasında yaşar.

Rüzgâr etkisindeki upwellingin Karadeniz'de oluşabilmesi için koşul: Uygun yönde kıyıya paralel, uygun hızda ve yeterince uzun süreli esen rüzgârların mevcut olması gerekir. Karadeniz'in özellikle güney kıyılarında yapı itibariyle, kuzey kıyılarına göre daha fazla küçük koy ve burun bulunmasından dolayı yeterince uzun, düz bir kıyı seridi pek görülmez. Bu nedenle güney Karadeniz'de ortam açısından "upwellinge" en uygun bölge; batı yarısı oluşturan

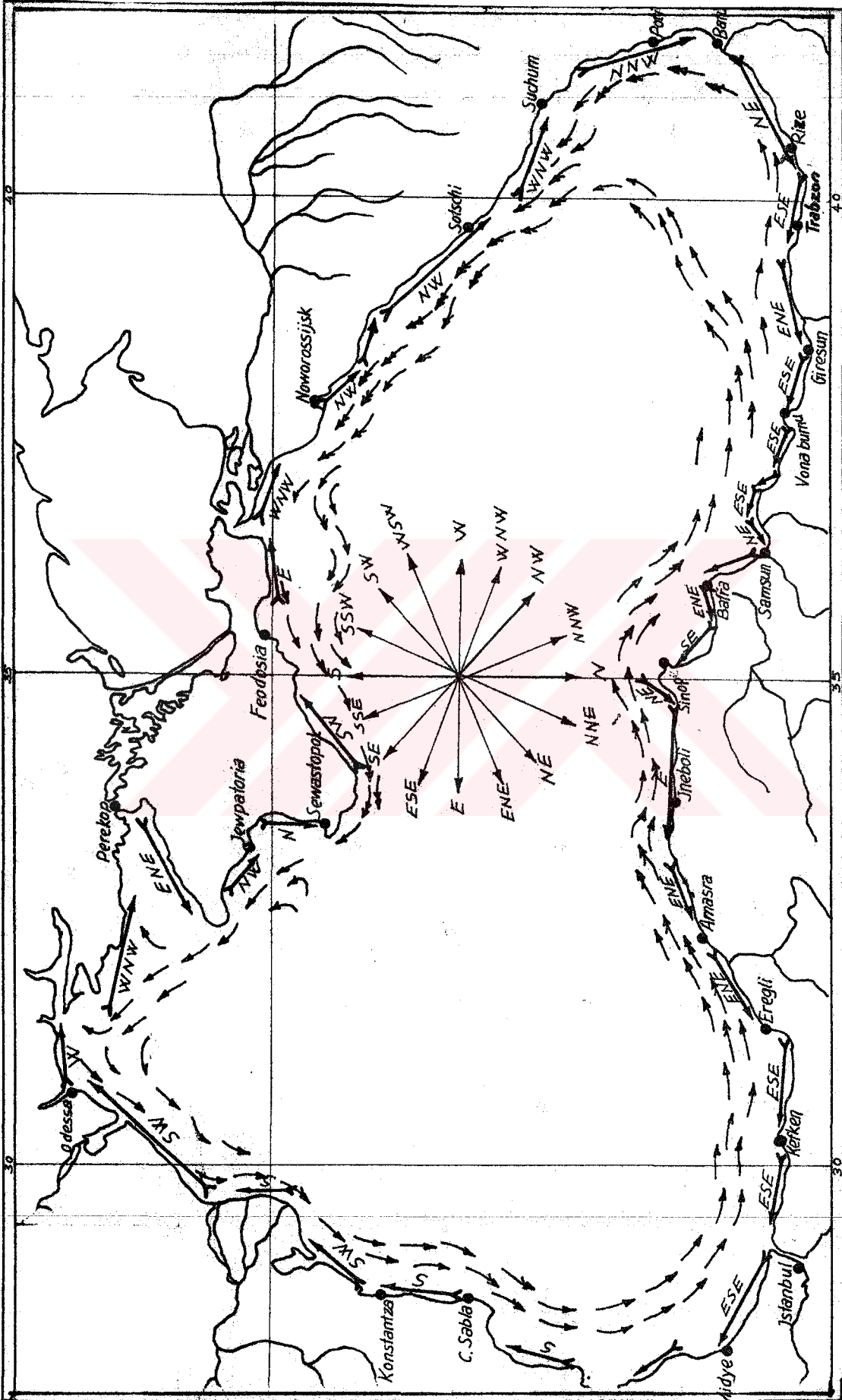
Sinop Burnu ile İstanbul Boğazı arası bölgedir (Sekil 28).

Upwellingin oluşması için gerekli şartları, Güney ve Kuzey Karadeniz olmak üzere iki bölümde inceleyebiliriz. Upwellingi incelemeden önce bazı kabüller gereklidir. Birinci kabul; rüzgâr karaya paralel ve esme yönü, deniz sağ tarafında olan bir insanın bakış yönünde olmalıdır. İkinci kabul ise; Karadeniz Kuzey Yarıküre'de bulunan bir deniz olduğundan, Coriolis kuvvetinin oluşacak akıntıyı saptırıcı etkisi akıntının sağına doğru olaktır (sekil 28).

Karadeniz'in Anadolu kıyıları dışında kalan kıyılarında, upwellingin oluşması için gerekli rüzgârların esme yönleri şu şekilde olmalıdır: Bulgaristan kıyılarında Güney'den esen rüzgârlar, Romanya'nın güney ve kuzey kıyılarında güneybatı rüzgârları mevcut olmalıdır. Daha Kuzey'de Tuna-Odesa arasındaki bölgede güneybatı rüzgârları etkin ve yeterince uzun süreli olmalıdır. Tuna-Odesa arasında yapılan araştırmalar sonucunda, upwellingin mevcudiyeti tesbit edilmistir (35). Bu bölgede "upwelling" tabakaları güneybatılı rüzgârların etkisi ile oluşur. Dip suları (100 m'den daha sığ) 12-16 km'lik bir bant oluşturacak şekilde yüzeye çıkar. Bu bölge biyolojik açıdan Karadeniz'in en verimli alanlarından birisidir.

Odesa-Cherson arasındaki bölgede upwelling için gerekli rüzgâr batılı rüzgârlardır. Cherson-Perekop arasında batı-kuzeybatı rüzgârları, Perekop-Tarkankutsky arasında doğu-kuzeydoğu, Tarkankutsky-Jewpatoria arasında kuzeybatı ve Jewpatoria-Sivastopol arasında kuzeyli rüzgârların yeterince uzun süre esmesi gerekir. Jalta-Meganom arasında güneybatı, Kerch Yarımadası'nın güneyinde doğulu rüzgârlar, Kerch-Anapa arasında ise batı-kuzeybatı rüzgârları, Noworossijsk'in güneyinde kuzeybatı ve batı-kuzeybatı rüzgârları upwelling için uygun rüzgârlardır. Karadeniz'in kuzeydoğu kesimindeki Ukrayna kıyılarında, Tuapse-Sotchi arasında kuzeybatı, Pizunda-Suchum arasında batı-kuzeybatı ve Kodor-Batum arasında kuzey-kuzeybatı yönünden esen rüzgârlar upwellingin oluşması için uygun rüzgârlardır.





Şekil 28 Karadeniz'de mevcut yüzey akıntıları ve upwelling için gerekli rüzgârlar.

Yukarıda belirtilen rüzgârlar, sayet uygun hızda ( $4 \text{ ms}^{-1}$  den büyük) ve yeterince uzun süre etkin(en az 72 saat) olarak eserse (Bakınız sayfa 75) etkidikleri bölgede, suyun fiziksel yapısını ve biyolojik verimliliğini etkileyen upwelling olayının oluşumunu, askari düzeyde sağlarlar. Sayet rüzgârlar kuzey kıyılarında şekil 28'de belirtilen yönlere ters eserse ( $180^\circ$  ters), bu durumda ortamda "downwelling" olayı görülecektir. "Downwelling" akıntısı yüzey sularının açıktan kıyıya doğru yığılarak, zeminden aşağı doğru akmaları şeklinde bir harekete sahip olduğundan nutrient bakımından zengin sular yüzeye değil zeminden daha derine taşınır.

Karadeniz'in güneybatı kıyılarında "upwellingi" meydana getirecek rüzgârlar ve bu rüzgârların ortalama hızları ile esme süreleri Tablo 9'da gösterilmektedir. Şekil 28'de görüldüğü gibi (Kıyıköy)Midye-Istanbul ve İstanbul-Akçakoca arasında doğu-güneydoğu rüzgârları, Ereğli-Bozkurt arasında ise kuzey-kuzeydoğu rüzgârları "upwelling" için uygun rüzgârlardır. Fakat Tablo 9'da verilen aylık ortalamalar göz önüne alındığında Güneybatı Karadeniz kıyılarında etkin bir "upwelling" için rüzgâr hızları ve özellikle esme sürelerinin yetersiz olduğu görülmektedir. Verileri göz önüne alarak, Güneybatı Karadeniz kıyılarında rüzgâr tesiriyle "upwelling" oluşumu; tesadüfi durumlar dışında pek görülmeyeceği söylenebilir.

Güneybatı Karadeniz'in Akçakoca-Sinop Burnu arasında kalan bölgede ise doğu ve kuzeydoğu rüzgârları "upwelling" için elverişli rüzgârlar olup etkime süreleri ve esme hızları "upwellingi" kısa süreli olarak oluşturabilecek özelliklere sahiptirler. Sinop sahillerinin özellikle doğu kesimini oluşturan Sinop-Bafra arasında etkinliği en yüksek olan güneydoğu rüzgârları "upwelling" için uygundur. Sinop Burnu'nun doğusunda esen güneydoğu rüzgârları  $4-6 \text{ ms}^{-1}$ 'lik hıza ve bir ayda ortalama 10 günlük esme süresine sahiptir. Bütün bu verilere dayanarak Güney Karadeniz sahillerinde "upwelling" için en uygun sahanın Sinop-Bafra arasındaki bölge olduğu söylenebilir. Bu tahmine dayanılarak

yapılacak ortam çalışmalarıyla, Sinop sahillerinde upwellingin oluşumu ve biyolojik aktiviteye etkisi tesbit etmek mümkündür. Bunun için akıntı yönlerinin tesbiti ve bu bölgede yapılan balık avcılığının Karadeniz'in diğer bölgeleriyle kıyaslanması yoluyla, net sonuçlar elde edilebilir.

#### 1.7.5 Doğu Karadeniz Kıyılarında "Upwelling"

Yapılan bu çalışmanın esas konusu: Doğu Karadeniz Bölgesi ve yerel olarak Trabzon kıyılarında rüzgâr tesirindeki upwellingin mevcut olup olmadığının araştırılmasıdır. Bu bağlamda Doğu Karadeniz'de upwellingin için gerekli rüzgâr koşulları şunlardır (Şekil 28): Bafra-Samsun arasında güney-güneydoğu, Samsun-Fatsa arasında ise doğu-güneydoğu yönünde esen rüzgârların mevcudiyeti gereklidir. Ordu-Giresun arasında güney-güneydoğu, Giresun-Yoroz Burnu arasında doğu-kuzeydoğu rüzgârlarının yeterince uzun bir periyotta kesintisiz olarak kıyısız suları etkileyerek yüzey suyu akıntısı meydana getirmesi gerekir. Esas inceleme sahasını oluşturan Trabzon kıyılarında ise; Trabzon-Yoroz Burnu ile Trabzon-Sürmene arasında doğu-güneydoğu rüzgârları uygun koşullarda mevcut olmalıdır. Rize-Hopa kıyı seridinde ise "upwelling" için uygun rüzgârlar kuzeydoğu rüzgârlarıdır. Güneydoğu Karadeniz kıyıları, çok sayıda küçük koy ve burun ihtiva etmesi nedeniyle kıyı seridi, rüzgârların kıyısız akıntı olusturmasına engel teşkil edecek bir yapı göstermektedir. Ayrıca burun ve koylar, oluşacak akıntıları saptırıcı yada engelleyici girdap ve ters akıntılar için de oldukça uygundur. Girintili kıyıları düşük hızlı ve kısa süreli olarak esen upwellinge uygun rüzgârların akıntı olusturma gücününün kısmen yada tamamen yok olmasına neden olurlar. Doğu Karadeniz bölgesi konumu itibarıyla Kuzey Anadolu ve Kafkas dağlarıyla çevrili olup bu dağlar dik bir şekilde yükselerek bir set gibi tüm Doğu Karadenizi çevrelerler. Bundan ötürü güneyli ve doğulu hava akımlarının Doğu Karadeniz bölgesinde etkisi

pek görülmemekle birlikte, yerel olarak bazı küçük boğazlar ve vadilerin bulunduğu alanlarda kısa süreli ve düşük siddette görülmektedirler fakat bu rüzgarların "upwelling" oluşumu için yeterli koşulları taşımadığı meteorolojik rasatların (54) incelenmesi sonucu anlaşılmıştır (Bakınız bölüm 2)



## 2. VERİLERİN DERLENMESİ VE DEĞERLENDİRİLMESİ

### 2.1 Verilerin Derlenmesi

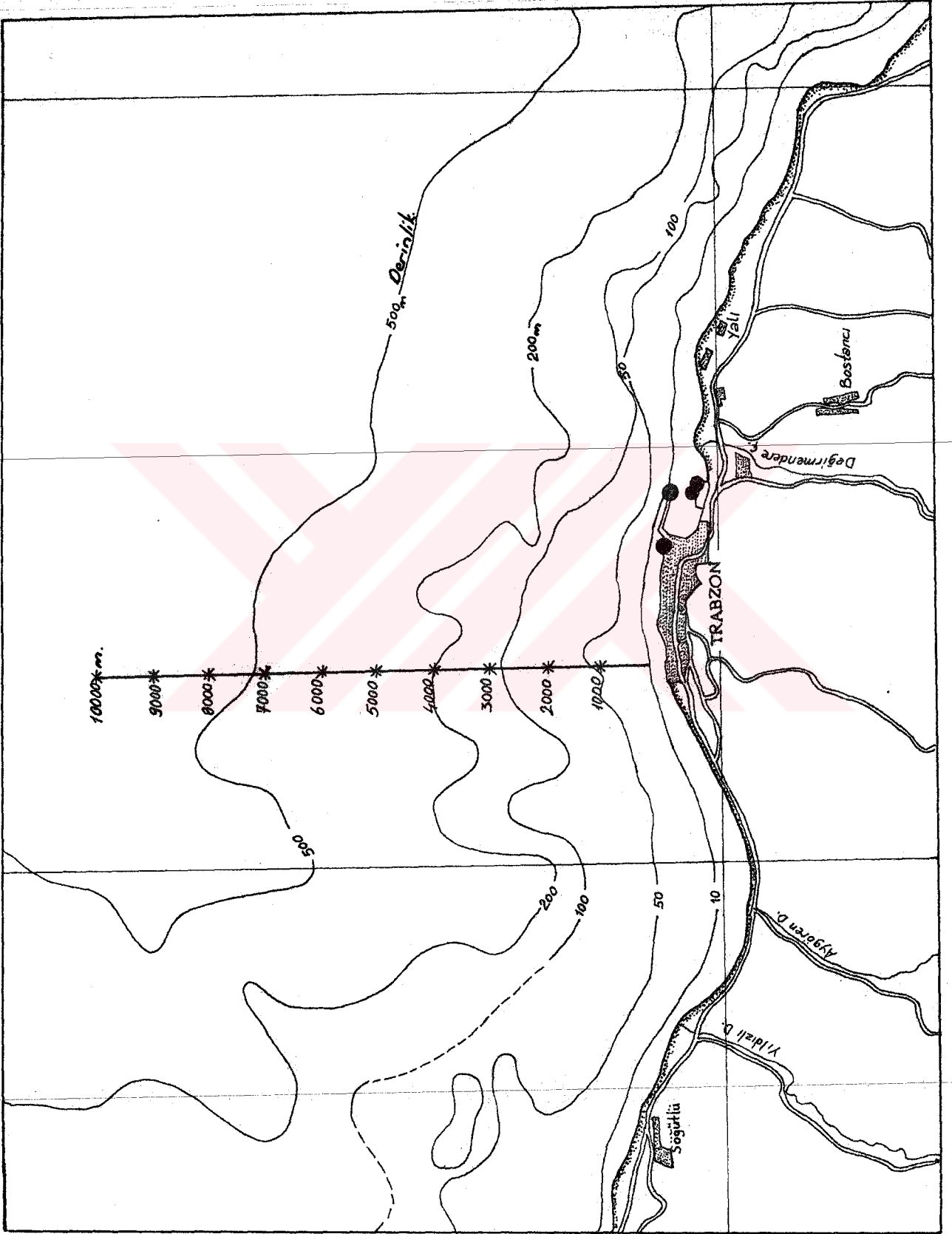
Bu çalışmada veriler; ortamdaki yapılan ölçümler ve meteoroloji istasyonlarının günlük rasatlarından derlenmiştir. Ortamdaki ölçümü yapılan parametreler şunlardır: Yüzeysel ve belirli derinliklerden (10, 20, 50 m.) ölçülen su sıcaklığı (°C) ve çözülmüş oksijen miktarı ( $\text{mg.l}^{-1}$ ), su derinliği, kıyıdan uzaklık ve gözlemsel rüzgâr yönüdür. Verilerin derlenmesinde kullanılan ölçüm aletleri: Suyun sıcaklık ve buna bağlı oksijen değerini tesbit etmek için; YSI 51B model oksijen metre, su derinliği ve kıyıdan uzaklığın tesbiti amacıyla JMC.V7 model renkli video ekosaunders aygıtlarından faydalanılmıştır. Ayrıca rüzgâr yönünün tesbiti amacıyla pusulalı dürbün kullanılmıştır.

Ortam çalışmaları dışında inceleme süresi boyunca, rüzgârın "upwelling" için uygun yönde estiği günlerde; meteorolojik istasyonlar tarafından tesbit edilen yüzeysel su sıcaklığı ve rüzgâr hızı rasatları derlenmiştir. Ayrıca Meteoroloji Genel Müdürlüğü tarafından yayınlanmış (53) 20 ve 40 yıllık rüzgâr rasatlarından, aylık olarak tesbit edilen ortalama değerler derlenerek veri olarak kullanılmıştır (Tablo 9). Ortamdaki elde edilen veriler Kasım 1990-Mayıs 1991 aylarını kapsayan altı aylık bir sezonu içermektedir.

Ortam çalışması Trabzon, Faroz liman mendireği ucundan itibaren kuzeye doğru dik bir doğru üzerinde tesbit edilen 500-1000 m. aralıklı istasyonlarda yapılmıştır (Şekil 29). İstasyon ölçümleri, deniz ve hava koşullarına göre kıyıdan 5-10 km. mesafeye kadar yapılmıştır. Yapılan ölçümlerde tekne olarak Deniz Bilimleri ve Tek. Y.O'na ait 6m'lik teknedan faydalanılmıştır.

Tablo 9. 20 Yıllık ( 1950-1970 yılları arasında ) meteorolojik rasat ortalamasına göre rüzgârın ortalama hızı (m/s) ve rüzgârın esme süresi (ay/saat).

İstasyon adı	Rüzgâr yönü	Aylar											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Rüzgâr hızı (m/s)/Toplam esme süresi(ay/saat)											
Lüleburgaz	ESE	2.0 8	2.5 11	2.8 15	2.8 21	2.8 26	2.9 21	2.8 24	2.5 19	2.3 18	2.6 7	3.2 8	2.5 9
Kumköy (İstanbul)	ESE	3.9 49	4.1 45	4.5 49	4.5 61	3.8 94	3.2 47	3.2 47	3.0 62	2.9 87	3.6 62	3.8 70	3.5 59
Sile (İstanbul)	ESE	3.9 22	3.2 31	3.4 25	3.6 38	4.1 36	3.3 20	3.3 28	2.8 18	3.2 20	4.7 14	3.7 20	4.7 15
Akçakoca (Bolu)	ESE	- -	2.7 3	- -	- -	0.3 1	3.0 1	2.0 1	- -	1.0 1	2.0 11	2.2 1	3.3 1
Ereyli (Zonguldak)	ENE	3.1 17	3.2 10	2.5 10	4.8 7	2.5 11	4.0 7	2.6 9	2.1 6	3.4 8	2.2 9	3.3 8	3.1 15
Bozkurt (Kastamonu)	ENE	2.9 6	3.2 7	4.2 8	5.9 8	3.1 7	4.1 13	5.0 11	5.7 9	5.3 16	4.9 13	4.0 13	2.2 8
İnebolu	E	3.1 41	2.7 51	3.6 80	3.2 78	2.3 85	2.3 53	3.0 43	4.4 36	3.8 43	3.5 50	2.9 70	2.8 40
Sinop	SE	4.7 279	5.3 277	5.7 307	5.9 330	5.2 335	4.7 276	4.4 180	4.2 179	4.6 240	4.6 260	4.1 334	4.4 371
Sinop	NE	4.6 80	4.2 89	3.6 92	3.7 58	3.0 69	3.3 54	3.4 69	3.6 56	3.4 103	3.6 115	3.8 93	4.1 78
Samsun	SSE	2.2 36	2.9 48	1.1 13	1.4 5	1.5 9	1.0 12	1.2 6	1.0 18	1.0 7	0.9 6	1.6 13	1.7 26
Samsun	NE	1.6 60	2.0 92	2.2 155	2.2 239	2.1 278	2.6 249	2.9 180	2.9 144	2.8 137	2.1 149	1.7 117	1.5 57
Unye	SSE	2.2 21	2.3 29	2.0 21	1.8 19	2.0 15	2.0 10	1.6 12	1.6 20	2.0 15	1.8 17	1.9 23	2.0 29
Unye	ESE	1.6 7	3.1 21	2.9 17	2.6 33	2.4 19	1.8 17	2.0 12	1.8 11	2.0 9	2.2 15	2.4 10	2.0 12
Ordu	ESE	1.4 15	1.7 14	1.5 7	1.1 12	1.6 14	1.2 10	1.2 8	1.2 10	1.5 7	2.0 11	1.2 11	1.7 7
Giresun	ESE	1.1 20	1.2 23	1.0 18	1.3 16	1.2 23	1.1 17	1.3 22	1.0 19	1.1 12	1.2 15	0.8 25	1.1 29
Giresun	ENE	1.1 15	1.4 22	1.5 18	1.8 33	1.5 18	1.6 13	1.7 11	1.2 8	1.8 9	1.8 15	1.1 15	0.9 22
Akcaabat	ESE	2.6 4	- -	2.6 2	1.4 7	1.1 3	2.8 2	3.9 4	4.0 4	- -	3.3 1	1.6 2	1.9 2
Trabzon	ESE	1.6 72	1.8 71	1.8 144	1.8 130	1.5 110	1.4 57	1.2 49	1.5 55	1.3 44	1.5 40	1.7 50	1.8 75
Rize	ENE	1.1 7	1.7 18	1.7 22	1.4 32	1.2 42	1.7 29	1.2 17	1.7 15	1.7 10	1.2 26	1.2 11	1.0 15



Sekil 29. Ortam çalışması yapılan istasyonlar (\*)

Ölçümler genellikle sabah saatlerinde gerçekleştirildi. Yüzey su sıcaklığı kıyıdan açığa doğru, ekosaunder vasıtasıyla kesintisiz ölçülerek belirli aralıklarla kayıt edildi. Yüzeyde sıcaklığın ani olarak değişim gösterdiği istasyonda ya da son istasyonda su sıcaklığının derinlikle değişimi tesbit edilerek ana veri olarak kayıt edildi. Aynı zamanda sıcaklıkla beraber O<sub>2</sub> değişimi de ölçülerek kaydedildi. Altı aylık periyot boyunca 38 kez ölçüm yapılmış, bu ölçümlerden Trabzon bölgesi için upwellinge uygun olan ESE (doğu-güneydoğu) yönündeki rüzgâr sadece 2 kez tesbit edilmiştir.

## 2.2 Verilerin Değerlendirilmesi

Ortam çalışmalarıyla elde edilen altı aylık veriler, günlük meteorolojik rasatlar ve 40 yılın ortalamasını gösteren rüzgâr rasatlarından elde edilen değerler; bölüm 1.2.2 de verilen 1.2. 1.3. 1.4 bağıntıları kullanılarak değerlendirilmiştir.

Değerlendirmenin ilk aşamasında, ortamdan ölçülen oksijen miktarı ve su sıcaklığı değerlerinin kıyaslanarak, upwellingin mevcut olup olmadığı tesbit edilmeye çalışıldı. Fakat yapılan ölçümlerde, yüzeyde; hava sıcaklığına bağlı olarak görülen su sıcaklığındaki değişim dışında anormal bir değişim tesbit edilmemiştir. Yüzeyde çözünmüş oksijen ve su sıcaklığındaki değişimlerden yola çıkarak "upwellingin" oluşum olasılığı incelenmiştir. Yüzey sularında; oksijen ve su sıcaklığındaki değişimlerin "upwelling" neticesi olduğunu söyleyebilmek için gerekli koşul şudur: "Upwelling" cephesi ve "upwelling" akıntısının olduğu dip sularının yüzeye çıktığı ortamda su sıcaklığı ve oksijen değeri, dip sularının sahip olduğu değerde olmalıdır. Bu koşula bağlı olarak "upwelling;" cephe sularının sahil sularına nazaran daha düşük çözünmüş oksijen ihtiva etmelerine ve su sıcaklığının mevsime bağlı olarak daha sıcak yada soğuk olmasına neden olacaktır. Bu çalışma kapsamında; yukarıda bahsedilen koşul, hiçbir ölçümde tesbit edilmemiştir.



Değerlendirmenin ikinci aşamasında ise rüzgar yönüne bağlı olarak derlenen rüzgar hızlarının bilinen bazı bağıntılar ( Bölüm 1.2.2 ) kullanılarak, etkiye derinliği, etkiye mesafesi ve sonuçta upwellingin boyutu tesbit edilmiştir. Bu asamada, yatay akıntının hızının tesbiti amacıyla (1.2) bağıntısı ve etkiye derinliği için (1.4) bağıntısı kullanılmıştır. Ayrıca elde edilen değerler kullanılarak upwellingin yeterince etkin ( en azından 50 m derinlik ve 30-40 km mesafeli) bir yapıda olması için gerekli surenin tesbiti yapılmıştır. Ortam çalışması sonuçlarına dayanılarak uygun rüzgarların mevcut olduğu günlere göre yapılan değerlendirme sonucunda elde edilen değerler tablo olarak aşağıda verilmiştir (Tablo 10).

Tablo 10 17.4.1991 ve 5.5.1991 tarihlerinde yapılan ölçümlerde elde edilen su sıcaklığı ve O<sub>2</sub> değerleri.

Tarih	Derinlik m.	Su sıcak. C°	O <sub>2</sub> mg/l.	Rüzgar yönü	Rüzgar hızı m/s
17.4.1991	0.5	10.1	7.3	ESE	2.0
	20	10.0	7.2		
	50	9.7	6.9		
5.5.1991	0.5	10.8	11	ESE	1.4
	20	10.4	7		
	50	9.4	5.5		

Yukarıda açıklanan koşullar göz önüne alınarak yapılan ölçümler sonucunda upwellingin tesbiti mümkün olmamıştır. Çünkü yüzey sularında yapılan O<sub>2</sub> ve sıcaklık ölçümlerinde kıyıda 10 km'lik mesafede cephesel bir değişimin ( sıcaklık ve O<sub>2</sub> miktarında ani değişim) varlığı tesbit edilememiştir. Ayrıca, yüzeyin altındaki derinliklerde (20 ve 50 m'lerde) yapılan sıcaklık ölçümlerinde, ölçülen değerler mevsime bağlı olarak, derinlikle doğrusal orantılı bir şekilde azaldığı tesbit edildi. Oysa upwellingin varlığında; oksijen ve sıcaklığın yüzeydeki değeri cephe içersinde, dip sularının değerine eşdeğer olması gerekir. Bu durumun anlaşılabilmesi için; yapılan ölçümlerden, upwellinge uygun rüzgarların mevcut olduğu halde, upwellingin görülmediği iki örnek

Tablo 10'da verilmiştir.

Ölçüm periyodu boyunca tesbit edilen uygun rüzgârlar ve bu rüzgârların hızlarına göre yapılan hesaplamalar. Ölçüm tarihi ile birlikte aşağıda verilmektedir. Rüzgâr yönü ESE'tir.

16 Şubat 1991

$$W = 3.9 \text{ ms}^{-1} \text{ (Rüzgâr hızı)}$$

$$V = 0.05 \text{ W}$$

$$V = 19.5 \text{ cms}^{-1} \text{ (Akıntı hızı)}$$

$$\text{Sin}\theta = 41^\circ$$

$$D = \frac{3.67 \sqrt{W^3}}{\sqrt{\text{Sin}\theta}}$$

$$D = 34.9 \text{ m. (Rüzgârın etkidiği derinlik)}$$

A.U = Akıntının 24 saatte erisebileceği maksimum uzaklık

$$A.U = 16.848 \text{ km.}$$

17 Nisan 1991

$$W = 2.0 \text{ ms}^{-1}$$

$$V = 0.1 \text{ ms}^{-1}$$

$$D = 12.8 \text{ m.}$$

$$\text{A.U} = 8.640 \text{ km.}$$

5 Mayıs 1991

$$W = 1.4 \text{ ms}^{-1}$$

$$V = 0.07 \text{ ms}^{-1}$$

$$D = 7.5 \text{ m.}$$

$$A.U = 6.048 \text{ km.}$$

Ayrıca meteorolojik rasatlar sonucunda elde edilen aylık ortalama rüzgâr hızı verilerine (Tablo 9) göre yapılan değerlendirme sonuçları aşağıda verilmektedir (upwellinge uygun rüzgârların en uzun süreli estiği aylara göre).

Subat ayı

R.E.S = Rüzgârın aylık ortalama esme süresi  
= 71 saat (aylık toplam esme süresi)

$$W = 1.8 \text{ ms}^{-1}$$

$$V = 0.09 \text{ ms}^{-1}$$

$$D = 10.94 \text{ m.}$$

$$A.U = 7.776 \text{ km.}$$

Mart ayı

R.E.S = 144 Saat

$$W = 1.8 \text{ ms}^{-1}$$

$$V = 0.09 \text{ ms}^{-1}$$

$$D = 10.94 \text{ m.}$$

$$A.U = 7.776 \text{ m.}$$

Nisan ayı

$$R.E.S = 130 \text{ Saat}$$

$$W = 1.8 \text{ ms}^{-1}$$

$$V = 0,075 \text{ ms}^{-1}$$

$$D = 8.32 \text{ m.}$$

$$A.U = 6.480 \text{ km.}$$

Yapılan bu hesaplamalara dayanarak şunu söyleyebiliriz: Uzun yıllara ait meteorolojik verilerle yapılan hesapların sonuçları ile ortamdaki derlenen verilerle yapılan hesaplamaların sonuçları arasında terslik olmayıp, sonuçlar birbirini doğrular niteliktedir. Elde edilen sonuçlar; etkin bir "upwelling" için, Trabzon sahillerinde uygun rüzgârların mevcut olmadığını göstermektedir. Olusabilecek kısa süreli ve güçsüz upwelling akıntıları, diğer akıntılarla ve rüzgârın kesilmesi sonucunda; kısa sürede etkisini kaybedecektir. Neticede bu akıntıların ortamın fiziki ve biyolojik yapısı üzerinde önemli bir etkisi olmayacağı anlaşılmaktadır.

## 7. TARTIŞMA VE SONUC

Yapılmış olan bu çalışmada; balıkçılık osinografisi açısından önemli bir konuma sahip kıyusal "upwelling" olayını tanımlamayı ve küresel bir değerlendirmesini yapmak ve elde edilen teoriler yardımıyla upwellingin Karadenizde, özellikle Güneydoğu Karadeniz (Trabzon) kıyılarında, olabilirliğinin ortamda yapılan çalışmalarla araştırılması amaçlanmıştır. Daha önceki bölümlerde açıklandığı gibi "upwelling"; kıyusal deniz sirkülasyonu ve biyolojik aktivite açısından, birinci derecede önemli bir fiziksel oluşumdur. Upwellingi önemli kılan; rüzgâr tesiriyle yüzey suyunun kıyıda acığa doğru taşınımı esnasında taşınan suyun yerini 100-200m'lerden gelen nutrientce zengin suyun alması ve nutrientce zenginleşen yüzey suyunda önce fitoplankton daha sonra ise besin zincirinin diğer halkalarının yüksek verimliliğe sahip bir gelişim sağlamasıdır (55). Bu nedenle; okyanuslarda yapılan, ekonomik değere sahip balık avcılığının yarısına yakın kısmı kıyusal upwellingin mevcut olduğu bölgelerden sağlanır.

Okyanuslarda görülen "upwelling" in benzer etkilere sahip bir yapıda Karadeniz kıyılarında görülebilmesi için uygun yönde kıyıya paralel esen rüzgârların mevcut olması gerekir. Bu koşul göz önüne alınarak yapılan ortam çalışması altı aylık bir periyodu içermiş ve periyot boyunca 36 kez ölçüm yapılmıştır. Ölçümler tahmini rüzgâr yönünün SSE yönünde yada SE yönünde olduğu günlerde yapılmaya çalışılmıştır. Ortam çalışmasına ek olarak ölçüm yapılan günlerde deniz suyu sıcaklığı, rüzgârın gerçek hızı ve yönüyle ilgili bilgiler Trabzon meteoroloji istasyonundan temin edildi. Ayrıca meteoroloji bülteni yardımıyla bölgede esen rüzgârların ve özellikle ESE rüzgârının uzun yıllar ortalaması tesbit edilerek tablo halinde verilmiştir (tablo 9).

Yapılmış olan tüm çalışmalar sonucunda Trabzon sahillerinde "upwellinge" uygun rüzgâr olan ESE rüzgârının

istenilen gücde ve yeterince uzun süreli olarak etmediği tesbit edildi. Hızı çok düşük ( $\sim 1.5 - 2$  m/sn.) olmasından dolayı etkileyebildiği su kütlesi ancak 10 m'ye kadar olan derinliklerdir. 10 m derinlikten gelen bir su ile yüzeydeki su kütlesi arasında özellikler açısından fazla bir fark görülmez. Söyleki 10 m derinlikteki bir su kütlesinin yüzey suyu ile sıcaklık farkı  $1^{\circ}\text{C}$  gibi düşük değerlerde tesbit edilmiş olup bu fark ortamda fiziksel değişimlerin oluşması için yeterli değildir.  $1^{\circ}\text{C}$ 'lik bir farkın oluşması için "upwelling"e gerek olmayıp günlük hava sıcaklığı değişimlerine bağlı olarak  $1-2^{\circ}\text{C}$ 'lik sıcaklık farkı görülebilir. 10 m derinlikteki bir su kütlesi içersinde oluşacak sirkülasyonun suyun nutrient yapısı üzerinde etkisi de çok düşük olacaktır.

Güneydoğu Karadeniz bölgesi topoğrafik açıdan kıyından itibaren dik bir şekilde yükselen dağ silsilelerine sahip bir yapı göstermekte ve sıradağların sahil ve deniz canağını oluşturan kesimleri de oldukça diktir. Kıyından itibaren 2-3 km açıkta derinlik 200-300 m'lik bir değere ulaşır. Karadeniz'in özel yapısından dolayı 200 m'nin altındaki derinlikler  $\text{H}_2\text{S}$  ile kaplıdır ve daha derin sularda yüksek yapılı canlılar yaşayamaz. Eğer "upwelling" oluşumu neticesinde 150-200 m'nin altındaki sular yüzeye çıkarsa, yüzey tabakalarında nutrient artışına paralel olarak fitoplanktonun çoğalması yerine, yüzey tabakalarına taşınan  $\text{H}_2\text{S}$  çok sayıda canlının ölümüne sebep olur. Bu olguya dayanarak elde edilecek bir sonuç şudur: Güneydoğu Karadeniz'de güçlü "upwellin" in olmayışı bu bölgede denizel verimliliğin azalmasına neden olmamakta, aksine verimliliğin artmasına neden olmaktadır. Bu durumda akla şu soru gelebilir: Karadeniz'de güçlü "upwelling" akıntıları oluşmuyorsa bu denizde 200 m'nin üzerindeki yüzey zonunda biyolojik verimlilik diğer denizlere göre nasıl çok daha fazla olabiliyor. Bu soruya verilecek en yalın cevap: Karadeniz'de yıllık su sirkülasyonunun % 90'lık bir kısmının sadece 200 m'lik üst tabakada gerçekleşmesi ve bu tabakaya giren yağmur ve nehir sularının yıllık hacmi  $400-500 \text{ km}^3$

gibi büyük bir hacme sahip olmasıdır. Nehirlerden denize sürekli bir şekilde nutrient ve diğer besleyici elementler taşınır. Karadeniz'de mevcut yüzey akıntılarının yardımıyla tatlı sulardan taşınan maddeler özellikle kıyasal sularda denizin tüm sathına dağıtılır. Bu olay sonucu Karadeniz'de fitoplanktonların gelişimi için gerekli nutrient ve diğer elementler sürekli olarak varlığını korur. Sonuç olarak fitoplanktonla beslenen zooplankton ve daha üst yapıllı canlılar için Karadeniz'de iyi bir beslenme ortamı sağlanmış olur.

Yapılan bu çalışma, Güneydoğu Karadeniz'de upwellingin mevcut olup olmadığının araştırılması için yapılan ilk çalışmadır. Bu çalışmaya dayanarak, sonuç olarak bunu söyleyebiliriz: Güneydoğu Karadeniz'de "upwelling" olayı görülmemektedir. Bu bölgede "upwelling" oluşumu ancak çok dar alanlarda kısa süreli olarak görülebilir ki bu her zaman rüzgâr tesiriyle oluşmaz. Bu bağlamda konuyu irdelemek gerekirse; bu çalışmada amaç rüzgâr etkisindeki upwellingin araştırılması idi. Fakat upwellingin rüzgârlar dışında da bazı etkilerle (nehir beslenimi, zemin topografyasının akıntıları saptırması vb.) oluşabileceği daha önceki bölümlerde açıklanmıştır. Bu nedenle yapılacak detaylı bir akıntı ve "upwelling" çalışmasında zemin topografyası ve diğer etmenlerin "upwelling" oluşumuna, Karadeniz koşullarında ne gibi etkileri olduğu hakkında iyibir etüt yapılması gerekli olacaktır.

Bu çalışmada araştırma bölgesi dar bir alanı kapsamakla birlikte, Karadeniz'de muhtemel "upwelling" bölgeleri ve "upwelling" oluşumu için gerekli koşulları detaylı olarak açıklayacak şekilde hazırlanmış olduğundan bundan sonra yapılacak çalışmalar için yararlı bir kaynak teşkil edeceğine inanılmaktadır.

## SÖZLÜK

- Anaerobik Bakteri:** Oksijensiz ortamlarda yaşayan bakteriler.
- Baroklonik jet:** Yüksek basınç etkisiyle hareket eden su jeti.
- Benthos:** Deniz dibinde yaşayan bitki ve hayvanların oluşturduğu topluluk.
- Cephe:** Yoğunluk, sıcaklık ve tuzluluk bakımından farklılık gösteren iki su kütesinin ara kesiti.
- Cephesel Dinleme:** Upwelling alanlarında, rüzgarın kesilmesi sonucu cephenin bozularak yokolması.
- Demersal Balıklar:** Dipte veya dibe yakın olarak yaşayan balıklar.
- Detritus:** Deniz dibinde bulunan organik parçacıklar.
- Divergens:** Az yoğun dip sularının dikey hareketle yüzeye çıkması.
- Eufotik Zon:** Fotosentez için gerekli güneş ışınlarının yeterince nüfuz edebildiği su tabakası.
- Fauna:** Hayvan topluluğu.
- Flora:** Bitki topluluğu.
- Haloklin Tabakası:** Tuzluluğun aşırı değişim gösterdiği tabaka.
- Haloklinik:** Geniş tuzluluk değişimi.
- Isobath:** Es derinlik eğrisi.
- Isopiknal:** Es yoğunluk eğrisi.
- Jeostrofik Denge:** Farklı yoğunluktaki su katmanlarının yoğunluklarının dengelenmesi
- Jeostrofik Akıntı:** Farklı yoğunluktaki su katmanları arasında yoğunluğun dengelenmesi amacıyla oluşan akıntılar.
- Konvektif Karışım:** Yüzeyde soğuyarak dibe çöken su partiküllerinin yerini daha derinden daha sıcak ve dolayısıyla daha az yoğun su kütlelerinin alması şeklinde oluşan karışım.



## SÖZLÜK

- Anaerobik Bakteri:** Oksijensiz ortamlarda yaşayan bakteriler.
- Baroklonik jet:** Yüksek basınç etkisiyle hareket eden su jeti.
- Benthos:** Deniz dibinde yaşayan bitki ve hayvanların oluşturduğu topluluk.
- Cephe:** Yoğunluk, sıcaklık ve tuzluluk bakımından farklılık gösteren iki su kütesinin ara kesiti.
- Cephesel Dinelme:** Upwelling alanlarında, rüzgarın kesilmesi sonucu cephenin bozularak yokolması.
- Demersal Balıklar:** Dipte veya dibe yakın olarak yaşayan balıklar.
- Detritus:** Deniz dibinde bulunan organik parçacıklar.
- Divergens:** Az yoğun dip sularının dikey hareketle yüzeye çıkması.
- Eufotik Zon:** Fotosentez için gerekli güneş ışınlarının yeterince nüfuz edebildiği su tabakası.
- Fauna:** Hayvan topluluğu.
- Flora:** Bitki topluluğu.
- Haloklin Tabakası:** Tuzluluğun aşırı değişim gösterdiği tabaka.
- Haloklinik:** Geniş tuzluluk değişimi.
- Isobath:** Eş derinlik eğrisi.
- isopiknal:** Eş yoğunluk eğrisi.
- Jeostrofik Denge:** Farklı yoğunluktaki su katmanlarının yoğunluklarının dengelenmesi
- Jeostrofik Akıntı:** Farklı yoğunluktaki su katmanları arasında yoğunluğun dengelenmesi amacıyla oluşan akıntılar.
- Konvektif Karışım:** Yüzeyde soğuyarak dibe çöken su partiküllerinin yerini daha derinden daha sıcak ve dolayısıyla daha az yoğun su kütlelerinin alması şeklinde oluşan karışım.

**Konvergens:** Yoğun yüzey sularının dibe doğru oluşan hareketleri.

**Koriolis Kuvveti:** Dünyanın kendi eksenini etrafında dönmesi sonucu oluşan, hareketli cisimleri saptırıcı kuvvet.

**Nekton:** Su içerisinde aktif hareket edebilme yeteneğine sahip canlılar.

**Pelajik Balıklar:** Bentik bölgeyi örten su kütlesi içerisinde yaşayan balıklar.

**Pinoklin Tabakası:** Yüzey tabakasının altında bulunan, yoğunluk değişimlerinin fazla olduğu su tabakası.

**Prograde Cephe:** İlerleyen cephe yada upwelling sonucu oluşan ve kıyıda açığa doğru hareket eden cephe.

**Retrograde Cephe:** Gerileyen yada halic cephesi.

**Termoklin Tabakası:** Sıcaklık değişimlerinin fazla olduğu tabaka.

**Toksik:** Zehirleyici.

**Topografik yapı:** Zemin yapısı.

## KAYNAKLAR

1. Stove, K.S., Oceans Science, John Willey and Sons, first edition, New-York, 1979.
2. Anikouchine, W.A. and Sternberg, R.W., The World Ocean, in an Introduction to Oceanography, Prentice-Hall Inc, Edited By Clifs Englewood, New Jersey, 1973.
3. Kocatas, A., Oseanoloji Ege Universitesi Basimevi, Bornova-Izmir, 1986.
4. Mooers, C.N.K., Collins, C.A. and Smith, R.L., The Dynamik Structure of the Frontal Zone in the Coastal Upwelling Region off Oregon, J. Phys. Oceanograph, 6(1), 3-21, 1976.
5. Halpern, D., Structure of a Coastal Upwelling Event Observed off Oregon During July 1973, Deep See Res., 23,6(1976), 495-508.
6. Shannon, L.V., The Benguela Ekosystem, 1. Evolution of Benguela, Physical Features and Processes, In Oceanograph and Marine Biology, Aberden University Press, Aberden, 1985, 105-182.
7. Keely, K.A., The Influence of Winds and Topograph on the Sea Surface Temperature Patterns over the Northern California Slope, J. Geophys. Res., 90, 6(1975), 11783-11798.
8. Stevenson, M.R., Garnine, R. and Wyatt, B., Lagrangian Measurments in a Coastal Upwelling Zone off Oregon, J. Phys. Oceanogr., 4, 3(1974), 321-336.
9. Davis, R.E., Drifter Obsevation of Coastal Surface Currents During Code, The Method and Descriptive View, J. Geophys. Res., 90, 3(1985), 4741-4755.
10. Kosro, P.M., Huyer, A., CTD and Velocity Surveys of Seaward Jetts off Northern California, July 1981 and 1982, J. Geophys. Res., 91, 6(1986), 7680-7690.

11. Birink, K.H. Upwelling Fronts, Implications and Unknowns. S. Afri. Mar. Sci., 5(1987), 3-9.
12. Csanady, G.T., Intermittent "Full" Upwelling in Lake Ontario. J. Geophys. Res., 82, 3(1977), 397-419.
13. Killworth, P.D., Paldor, N., Wave Propagation and Growth on a Surface Front in a Two-Layer Geostrophic Current, J. Mar. Res., 42, 4(1983), 761-785.
14. Unsal, I., Oseonografi. I.T.U. Gemi Insaatı ve Deniz Bilimleri Fak. Istanbul, 1984.
15. Guilcher, A., Precised Hydrologie Marine at Kontinentale, Masson, 1979.
16. Pond, S. and Pickard, G.L., Introductory dynamic Oceanography, first edition, Pergamon press, Oxford, 1978.
17. Davis, R.A., Principles of Oceanography, Addison-wesley Publishing, First Edition, New-York, 1975.
18. Gross, M.G., The Coastal Ocean in Oceanography, Second Edition, A Bell and Howell Company, Ohio, 1971.
19. Gross, M.G., Oceanography: a View of the Earth. Third Edition, Prentice Hall Press, U.S.A., 1982.
20. Mann, K.H., The Total Aquatic System in Fundamentals of Aquatic Ecosystem, Edited by Mann, K.H. and Barnes, R.K., First Edition, Blackwell Scientific Publications, London, 1980.
21. Lafond, E.C., Factors Affecting Vertical Temperature Gradients in the Upper Layers of Sea. Sci. Monthly, 78, 4(1974), 243-253.
22. Pickard, L.G., Deskriptive Physical Oceanography, Third Edition, Pergamon Press, Oxford, 1979.
23. Neuman, G. and Pierson, J.W., Principles of Physical Oceanography, Prentice-Hall Inc. Englewood Cliff, U.S.A., 1979.

24. O'Brien, J.J. and etc., Upwelling in the Ocean: Two and Three Dimensional Models of Upper Ocean Dynamics and Variability. In Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Oceans, Edited By E.B. Kraus, Pergamon Press, 1977.
25. Barber, R. and Smith, R.L., Coastal Upwelling Ecosystems in Analysis of marine Ecosystems, Academic Press, London, 1981.
26. Smith, O.W., Heburn, G.W., Barber, R.T., O'Brien, J.J., Regulation of Phytoplankton Communities by Physical Processes in Upwelling Ecosystems. J. of Marine Res., 41(1983), 539-556.
27. Huntsman, S.A. and Barber R.T., Primary Production of Northwest Africa: The Relationship to Wind and Nutrient Condition. Deep-Sea Research, 24(1977), 25-34.
28. Fahrbach, E. and Meinke, J., Observation on the Variability of the Caba Fario Upwelling. CDEA Newsletter, 8 (1979), 13-18.
29. Rowe, G.T., Benthic Production and Processes off Baja California, Northwest Africa and Peru, in Productivity of Upwelling Ecosystems, Edited By Barber, R. T., Amsterdam, 1980.
30. Bakun, A., Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling. Science, 247(1990), 198-201.
31. Laevastu, T. and Hella, I., Fisheries Oceanography, New Ocean Environmental Services, Fishing News(Books) ltd., London 1988.
32. Alhstrom, E.H., Moser, H.G. and O'Tooke, M.J., Development and Distribution of Larvae and Early Juveniles of the Commercial Lanternfish of the West Coast of Sauthern Africa with a Discussion of Photogenetic Relationship of the Genus. Bull. So. Cal. Acad. Sci., 75(1976), 138-152.

33. Laurs, R.M. and Lynn, R.I., Seasonal Migration of Northpacific Albacore (Thunnus alalunga) into North American Coastal Waters, Distribution, Relative Abundance and Association with Transition Zone Waters, Fish Bull. U.S., 75(1977), 795-882.
34. Ahrens, C. D., Meteorology Today, Third Edition, West Publishing Company, S.t. Paul, 1988.
35. Erdel, A., Coğrafya Dersleri, İkinci Cilt, İkinci Baskı, İ.U. Edebiyat Fak. Matbaası, İstanbul, 1975.
36. Balkas, T., at all. State of the Marine Environment in the Blacksea Region, Regional Seas, 124, UNEP, 1990.
37. Neumann, G., Über der Aufbau und die Frage der Tiefen Zirkulation des Schwarzenmeeres, Alannalen Hydrographic and Maritimen Meteorologic, 7(1943), 1-20.
38. Fashchuk, D.Y. and Ayzatulın, T.A., A Possible Transformation of the Anaerobik Zone of the Blacksea, Oceanol. Acad. Sci. U.S.S.R., 26(1986), 171-178.
39. Caspers, H. . Blacksea and Azov, in Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, Edited By Jeol W. Hedgpeth, Washington, 1975.
40. Nechaev, A., Meereströmungen und Fischerei der Passagefische (Bulg.), Svedenie po Zemledelstvo, Sofia, 1941.
41. Nikitin, V.N., Fundamental Condition for the Distribution of Organisms in the Blacksea, Trudy Inst. Okeanol., 3(1949), 173-190.
42. Brutjevich, S.V., Chemistry and Biologicall Productivity of Blacksea, Trudy Inst. Okeanol., 7(1953), 11-56.
43. Zenkevitch, L., Biology of the Seas of the U.S.S.R., George Allen and Unwin Ltd. , London, 1963.
44. Makarov, S.O., On the Exchange Between Black and Mediterranean Seas in Geografiz, Moskov, 51(1950), 29-93.

45. Vodyanitsky, V.A., Über die Probleme der Biologischen Produktivität des Schwarzenmeeres, Trudy Zool. Inst. Akad. Naut., 7(1941), 7-23.
46. Vodyanitsky, V.A., Über die Probleme der Biologischen Produktivität der Gewässer Insbesondere des Schwarzen Meeres, Ibid., 8(1954), 21-32.
47. Grashoff, K., The Hydrochemistry of Landlocked Basins and Fiyorts in Chemical Oceanography, Edited By J.P. Riley and G. Skirow, Academic Press, London, 1975.
48. Sorokin, Y.I., The Blacksea in Ecosystems of the World, Edited By B.H. Ketchum, Amesterdam, 1983.
49. Tolmazin, D., Changing Coastal Oceanography of the Blacksea, I. Northwest Shelf Prog. Oceanog., 15(1985), 217-276.
50. Knipovic, N.M., Zur Hydrologie und Hydrobiologie des Schwarzen und Asowschen Meeres, Internat. Revges. Hydrobiol. und Hydrogr., 16(1933), 81-102.
51. Artüz ve ark., Bilimsel Açidan Karadeniz, İ.Ü. Yayınları, Yayın No: 3004, İstanbul, 1982.
52. Wachner, H., Karadeniz Hidrobiyolojisi Dergisi, Seri A(1953), İstanbul 2-3.
53. Koval, L.G., Rozegurt, M., Tolmazin, D., On Effects of Suges and Upwellings of on Dynamics of Planktonik Communities and Pelagic Fishes in the Northwestern Blacksea, Gidrobiologesky Zuhurnal, 3(1985), 70-81.
54. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Meteoroloji Bülteni, Başbakanlık Basımevi, Ankara, 1974.
55. Zeitzchel, B., Why Study Phylankton in Phylankton Manuel, Second Edition, Page Brothers Ltd., UNESCO, Norwich, 1981.

## ÖZGEÇMİŞ

1966 Yılında Gümüşhane'nin Torul ilçesinde doğdu. İlk ve orta okulu Trabzon'da tamamladı. Lise öğretimini Trabzon Teknik Lisesi'nde makina teknisyeni olarak tamamladı. 1984'de Karadeniz Teknik Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Yüksek Okulu'nda yüksek öğrenime başladı. Üniversiteden 1988'de Balıkçılık Teknolojisi Mühendisi olarak mezun oldu.

1988 Yılında K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Balıkçılık Teknolojisi Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimi almaya hakkazandı. 1988'de İngiltere'ye giderek dokuz ay İngilizce dil öğrenimi gördü. 1989'da Trabzon'a dönerek yüksek lisans eğitimine başladı. 1990 yılında K.T.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Yüksek Okulu'na Araştırma Görevlisi olarak atandı.

**T. C.  
Yükseköğretim Kurulu  
Dokümantasyon Merkezi**